

ARY GUSTAVO CANDIDO

ANÁLISE DO POTENCIAL DE OCORRÊNCIA DE RESERVATÓRIOS  
DEVONIANOS NA PORÇÃO PROFUNDA DA BACIA DO PARANÁ, BASEADA  
NA CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO MEMBRO TIBAGI,  
FORMAÇÃO PONTA GROSSA.

Dissertação apresentada como requisito  
parcial à obtenção do grau de Mestre  
em Geologia, pelo Curso de Pós-  
Graduação em Geologia, do Setor de  
Ciências da Terra da Universidade  
Federal do Paraná.

Orientador:  
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Co-orientador:  
Prof. Dr. Rodolfo José Angulo

CURITIBA  
2007

Candido, Ary Gustavo

Análise do potencial de ocorrência de reservatórios devonianos na porção profunda da Bacia do Paraná, baseada na caracterização estratigráfica do Membro Tibagi, Formação Ponta Grossa / Ary Gustavo Candido. – Curitiba, 2007

xvi. 124 f.

Dissertação (Mestrado) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

1. Formação Ponta Grossa. 2. Estratigrafia. 3. Sistema Petrolífero.

## TERMO DE APROVAÇÃO

ARY GUSTAVO CANDIDO

ANÁLISE DO POTENCIAL DE OCORRÊNCIA DE RESERVATÓRIOS  
DEVONIANOS NA PORÇÃO PROFUNDA DA BACIA DO PARANÁ, BASEADA  
NA CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO MEMBRO TIBAGI,  
FORMAÇÃO PONTA GROSSA.

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre  
no Curso de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra da  
Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador: Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla  
Departamento de Geologia - UFPR

Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho  
Petróleo Brasileiro S/A - PETROBRAS

Dr. Luis Tadeu Cava  
Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR

Curitiba, 24 de agosto de 2007

Este trabalho é dedicado:  
*aos meus pais, Ary e Vanda, pelo  
imensurável apoio, incentivo, exemplo  
intelectual e acima de tudo, moral.*



## AGRADECIMENTOS

Devo agradecimentos a diversas pessoas e instituições:

Ao Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla (LABAP/UFPR), pelo apoio, orientação, incentivo e credibilidade dados ao longo de todo período de estágio e mestrado. Sem dúvida a experiência transmitida nestes quatro anos de convívio foi fundamental para meu desenvolvimento profissional.

Ao Prof. Msc. Fernando Mancini (LABAP/UFPR) pelo incentivo, pelas críticas e principalmente pelo bom companheirismo.

Ao Prof. Dr. Rodolfo José Angulo pela colaboração e disposição em responder dúvidas a respeito de facies sedimentares.

Aos colegas do LABAP que tiveram participação direta neste trabalho: Rafael Correia de Freitas e Bárbara Trzaskos pelos conselhos e dicas muito importantes; Midori Graça Fatori Deguchi, Fabio Gomes Machado e Thais Borba Santos pelo apoio e paciência na aquisição de dados gamaespectrométricos em campo.

Dentro do ciclo profissional destaca-se o amigo Fernando Farias Vesely pelas explicações, dicas e conselhos sempre pertinentes e sábios. Pelo exemplo profissional e também pelos bons momentos de descontração.

E os demais colegas de profissão que participaram de forma indireta, mas que sempre estavam presentes: Eduardo Mezzomo, Tiago de Bittencourt Rossi, Anelize Manuela Bahniuk, Alice Bonatto de Castro, Rodrigo Brunetta, Adriane Fátima de Campos, Ronaldo Paulo Kraft, Luciane Bergamin Bocardi, Marcelo Kulevicz Bartoszeck, Kaluan Frederico Virmond Juk, Cristiane Tinoco dos Santos e Jeferson de Souza.

Ao Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira (LPGA/UFPR) pelo empréstimo dos equipamentos de gamaespectrometria, pelas instruções e pela constante disposição em ajudar.

Ao Prof. Dr. Giorgio Basilici (DGRN/IG/UNICAMP) pelas críticas e sugestões encaminhadas na avaliação de qualificação.

A Prof. Dr. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, coordenadora do Curso de Pós-Graduação em Geologia da UFPR pela colaboração na condução dos trâmites burocráticos.

A PETROBRAS e FUNPAR pelo apoio financeiro. Sem os recursos despendidos a sobrevivência em Curitiba e os trabalhos em campo seriam inviáveis.

A minha família que esteve sempre presente como base para todo meu trabalho e principalmente a minha esposa Paula, pelo incentivo, abnegação e paciência durante estes anos.

Por fim a Deus, que concedeu todas as possibilidades que tive até hoje. Sem Ele nenhum trabalho, nenhum descanso e nem mesmo os agradecimentos acima existiriam.

*"Nenhum problema pode ser resolvido pelo mesmo estado de consciência que o criou. É preciso ir mais longe. Eu penso várias vezes e nada descubro. Deixo de pensar, mergulho em um grande silêncio e a verdade me é revelada."  
(Albert Einstein)*

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>x</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xiv</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xv</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>xvi</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1. Situação Geológica Regional.....	1
1.2. Objetivos .....	4
<b>2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.....</b>	<b>6</b>
2.1. Superfície.....	6
2.2. Subsuperfície .....	8
<b>3. O ESTADO DA ARTE .....</b>	<b>9</b>
3.1. Unidades correlatas à Formação Ponta Grossa .....	16
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>18</b>
4.1. Levantamento bibliográfico .....	18
4.2. Análise Petrofísica .....	18
4.3. Correlação entre Poços .....	20
4.4. Construção de Mapas de Atributos .....	25
4.5. Interpretação de Processos Depositionais .....	29
4.6. Análise de Seqüências.....	29
4.7. Perfis Gamaespectrométricos.....	29
4.7.1. Perfis gamaespectrométricos resultantes .....	32
4.8. Dificuldades Metodológicas .....	39
<b>5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS.....</b>	<b>41</b>
5.1. As Camadas de Transição.....	41
5.1.1. Mapas de isopacas das Camadas de Transição .....	43
5.2. A Formação Ponta Grossa.....	45
5.2.1. Mapas de isopacas da Formação Ponta Grossa .....	45
5.3. O Membro Jaguariaíva.....	47
5.3.1. Mapas de atributos do Membro Jaguariaíva.....	50
Isopacas do Membro Jaguariaíva.....	50
Isolitas de pelitos do Membro Jaguariaíva.....	52
Isolitas de arenito do Membro Jaguariaíva .....	54
5.4. O Membro Tibagi .....	56
Fácies de tempestade distal .....	56
Fácies de tempestade proximal.....	57
Fácies de barra de desembocadura deltaica .....	59
Fácies de correntes litorâneas.....	62
5.4.1. Mapas de atributos do Membro Tibagi.....	65
Isopacas do Membro Tibagi .....	65
Isolitas de pelitos do Membro Tibagi .....	65
Isolitas de arenitos do Membro Tibagi.....	68
5.5. O Membro São Domingos.....	70
5.5.1. Mapas de atributos do Membro São Domingos.....	72
Isopacas do Membro São Domingos.....	72
Isolitas de pelitos do Membro São Domingos.....	72
Isolitas de arenitos do Membro São Domingos .....	72
5.6. Profundidade do topo e base da Formação Ponta Grossa .....	76

<b>6. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS .....</b>	<b>79</b>
6.1. Seqüências .....	80
6.2. Parassequências e conjunto de parassequências .....	90
6.3. Comparação entre modelos.....	93
<b>7. SISTEMA PETROLÍFERO .....</b>	<b>95</b>
7.1. Rocha Geradora .....	95
7.2. Rocha Reservatório .....	99
7.3. Rocha Selo .....	102
7.4. Trapas.....	104
7.4.1. Trapas estratigráficas .....	104
7.4.2. Trapas estruturais .....	105
7.5. Soterramento .....	106
7.6. Geração, migração e acumulação .....	107
7.7. Comentários sobre exploração - Sistema Petrolífero Devoniano.....	110
<b>8. CONCLUSÕES.....</b>	<b>114</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>120</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (fonte: Milani, 2004).....	2
Figura 1.2 - Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Paraná (fonte: Milani, 2004).....	3
Figura 1.3 - Carta cronoestratigráfica norte-sul mostrando contatos e distribuição dos membros da Formação Ponta Grossa. (fonte: Assine <i>et al.</i> , 1998).....	4
Figura 2.1 – Mapa de localização da área de estudo em superfície – Estado do Paraná.....	6
Figura 2.2 – Mapa esquemático da distribuição espacial e de espessura dos membros da Fm Ponta Grossa na faixa de afloramentos do Estado do Paraná.....	7
Figura 2.3 – Distribuição da Fm Ponta Grossa em superfície e subsuperfície... 8	
Figura 4.1 – Gráfico comparativo da proporção de valores gamaespectrométricos para cada litotipos sedimentares (Fonte: desconhecida).....	19
Figura 4.2 – Captura de tela ilustrando a franca melhoria na qualidade dos dados a partir da vetorização de perfis de poços.....	22
Figura 4.3 – Captura de tela ilustrando a diferença de perfis com e sem diabásio. Também é ilustrado o valor da espessura do intervalo selecionado. ....	23
Figura 4.4 – Captura de tela demonstrando a correlação entre poços com auxílio de software de edição de figuras. ....	24
Figura 4.5 – Ilustração da identificação de arenitos com menor quantidade de argila baseada no corte de intervalos com elevado valor de raios gama ..	26
Figura 4.6 – Captura de tela mostrando a tabela de atributos dos poços utilizados para construção dos mapas de isocurvas. ....	27
Figura 4.7 – Captura de tela mostrando a tabela de atributos dos poços utilizados para construção dos mapas de isocurvas. ....	28
Figura 4.8 – Aquisição gamaespectrométrica em campo utilizando o gamaespectrômetro GS-512.....	32
Figura 4.9 - Perfil Jaguariaíva com evidente fidelidade das medidas gamaespectrométricas: notar a diminuição dos valores gamaespectrométricos nos horizontes correspondentes a camadas arenosas indicadas pelas setas amarelas.....	33
Figura 4.10 – Perfis comparativos e gráficos de dispersão entre valores de CT, K, U, Th e seus respectivos ROIS.....	34
Figura 4.11 – Perfis gamaespectrométrico e estratigráfico com perfeita combinação entre picos radioativos e os litotipos equivalentes. (setas vermelhas indicam picos de alta radioatividade equivalentes a níveis argilosos / setas azuis indicam picos de baixa radioatividade equivalentes a níveis arenosos).....	35
Figura 4.12 – Comparação e identificação de Superfícies de Inundação Máxima entre o perfil gamaespectrométrico e de Carbono Orgânico Total (Bergamaschi, 1999).....	36
Figura 4.13 – Correlação entre perfis gamaespectrométricos de subsuperfície e superfície. Notar a boa correlação entre tendências dos gráficos.....	38

Figura 5.1 – Zona de contato entre as fms Furnas e Ponta Grossa (Camadas de Transição) contendo crostas oxidadas e intraclastos de argila (ponto Trans 2 - Figura 2.1).....	42
Figura 5.2 – Comparação de perfis gamaespectrométricos de superfície (esquerda) e do poço 2-TB-1-SP (direita) comprovando a existência das camadas de transição. ....	42
Figura 5.3 – Mapa de isopacas das Camadas de Transição (A); e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B). ....	44
Figura 5.4 – Mapa de isopacas da Formação Ponta Grossa sobreposto pelo mapa de lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) evidenciando as duas sub-bacias (Apucarana-sul e Alto Garças-norte) e o forte controle estrutural na distribuição de espessura da unidade. ....	46
Figura 5.5 – Fotografias ilustrando o aspecto típico dos folhelhos do Mb Jaguariaíva - laminados e maciços (A) e intensamente bioturbados (B) (ponto TIB-08 - Figura 2.1).....	48
Figura 5.6 – Fotografia de lente arenosa com <i>climbing ripples</i> em meio a folhelhos (ponto TIB-08 - Figura 2.1). ....	48
Figura 5.7 – Visão geral do Mb Jaguariaíva mostrando folhelhos com leve incremento de areia em direção ao topo, apesar da seqüência como um todo estar se tornando mais argilosa. ....	49
Figura 5.8 – Identificação de Superfícies de Inundação Máxima (S.I.M.) do Membro Jaguariaíva em perfis de COT (Bergamaschi, 1999) e de raios gama. ....	50
Figura 5.9- Mapa de isopacas do Membro Jaguariaíva (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B) evidenciando o controle estrutural na distribuição de espessura e a semelhança de espessuras deste membro com as de toda unidade.....	51
Figura 5.10 - Mapa de isolitas de pelitos do Membro Jaguariaíva sobreposto pelo mapa de lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987). Este mapa mostra as regiões com maior potencial de geração de hidrocarbonetos. ....	53
Figura 5.11 - Mapa de isolitas de arenitos do Membro Jaguariaíva (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987). Este mapa registra e pouca importância de arenitos no Mb Jaguariaíva. ....	55
Figura 5.12 – Corpos arenosos de fácies de tempestade no ponto PG 32 (Figura 2.1).....	57
Figura 5.13 – Características dos arenitos da fácies de tempestade proximal: (A) estratificação cruzada combinada com pequenos <i>climbing ripples</i> ; (B) estratificação cruzada <i>hummocky</i> de grande porte; (C) estratificação plano-paralela combinada com suaves ondulações <i>climbing ripples</i> ; (D) estratificação cruzada de baixo ângulo em mergulhos variados com truncamentos por ondas - <i>swaley cross stratification</i> ; (E) truncamento de estratificação cruzada de baixo ângulo; (F) horizonte com estratificação obliterada por bioturbação.....	58
Figura 5.14 – Diagramas de rosetas de direção de crista de marcas onduladas simétricas (A) e sentido de <i>foresets</i> de estratificações cruzadas (B). ....	59
Figura 5.15 – Perfil estratigráfico do ponto PG-19 mostrando o empilhamento das fácies de barra de desembocadura deltaica e de correntes litorâneas. ....	60
Figura 5.16 – Arenitos com pequenos ciclos granocrescentes ascendentes indicando influência deltaica (níveis C e D da Figura 5.15).....	60

Figura 5.17 – Intercalação de arenitos granodecrescentes ascendentes com topo ondulado e níveis pelíticos sobre as marcas onduladas nível D da Figura 5.15).....	61
Figura 5.18 – Disposição da fácies de correntes litorâneas sobre a fácies de barra de desembocadura deltaica no ponto PG-19 (níveis E e F sobre C e D da Figura 5.15). ....	62
Figura 5.19 – Fotografias dos diversos intervalos do perfil do ponto PG-19 (Figura 5.15).....	63
Figura 5.20 – Correlação entre perfis de poços e o perfil de Tibagi com ligação de visualização das seqüências em escala de afloramento.....	64
Figura 5.21 - Mapa de isopacas do Membro Tibagi (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B). ....	66
Figura 5.22 - Mapa de isolitas de pelitos do Membro Tibagi (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B). ....	67
Figura 5.23 - Mapa de isolitas de arenitos do Membro Tibagi (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B). ....	69
Figura 5.24 – Afloramento típico do Membro São Domingos (ponto TIB-09b). Notar que os folhelhos têm intercalações de camadas arenosas de grande extensão lateral.....	70
Figura 5.25 – Perfil com raios gama do poço 2-AP-1-PR e do perfil Tibagi em superfície. Notar a discrepância de espessura do Membro São Domingos entre perfis. ....	71
Figura 5.26 - Mapa de isopacas do Membro São Domingos (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B). ....	73
Figura 5.27 - Mapa de isolitas de pelitos do Membro São Domingos (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B).....	74
Figura 5.28 - Mapa de isolitas de arenitos do Membro São Domingos (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán <i>et al.</i> , 1987) (B).....	75
Figura 5.29 – Mapa de profundidade do topo da Formação Ponta Grossa.....	77
Figura 5.30 – Mapa de profundidade da base da Formação Ponta Grossa.....	78
Figura 6.1 – Comparação entre os dois modelos de seqüências para a Formação Ponta Grossa (compilado de Assine, 1996 e Bergamaschi, 1999).....	82
Figura 6.2 – Curva de variação relativa do nível do mar durante o Devoniano (extraído de Vail <i>et al.</i> (1977)).....	83
Figura 6.3 – Progradação com regressão normal (nível do mar subindo ou constante) e com regressão forçada (nível do mar caindo). Modificado de Posamentier <i>et al.</i> (1992). ....	83
Figura 6.4 – Seqüências e tratos de sistemas da Fm Ponta Grossa.....	87
Figura 6.5 – Modelo de seqüências deposicionais para a Fm Ponta Grossa com destaque para o Trato de Sistemas de Margem de Plataforma (adaptado de Van Wagoner <i>et al.</i> , 1990) (os perfis de poços JA, RA, AP, TB, RP e RS são apresentados na Figura 6.6). ....	88
Figura 6.6 – Seção de correlação N-S da Formação Ponta Grossa mostrando distribuição de espessuras dos litotipos nas porções próximas (N) e distais (S) .....	89
Figura 6.7 – Visão geral do Mb Jaguariaíva mostrando folhelhos com leve incremento ascendente de areia, mesmo num contexto de nível de mar transgressivo.....	90



Figura 6.8 – Perfis estratigráficos e de raios gama do Mb Jaguariaíva. As setas vermelhas indicam tendências de engrossamento para cima. (#) representa a posição da fotografia da Figura 6.7.....	91
Figura 6.9 - Perfil estratigráfico e gamaespectrométrico do afloramento ilustrando uma parassequência típica do Mb Tibagi. ....	92
Figura 6.10 – Perfis gamaespectrométricos do Mb Tibagi em superfície e subsuperfície ilustrando o padrão de engrossamento granulométrico (setas vermelhas) em direção ao topo das seqüências, configurando as parassequências. ....	92
Figura 6.11 – Comparação entre os modelos de Assine (1996), Bergamaschi (1999) e o modelo introduzido no presente trabalho. ....	94
Figura 7.1 – Isolitas de pelitos dos mbs Jaguariaíva (A) e São Domingos (B). 97	
Figura 7.2 – Mapa do potencial de geração da Formação Ponta Grossa (Modificado de Goulart & Jardim, 1982). ....	98
Figura 7.3 – Mapa de profundidade do topo (A) e base (B) da Fm Ponta Grossa. ....	98
Figura 7.4 – Mapas de isolitas de arenitos do Mb Tibagi. ....	99
Figura 7.5 – Perfil de raios gama e resistividade do poço 1-RO-1-PR. Notar os valores de baixa resistividade (#) nos arenitos do Mb Tibagi. obs: picos de baixa resistividade serrilhados lidos nos folhelhos são anomalias devido à presença de pirita. ....	101
Figura 7.6 – Mapas de isolitas de arenitos do Mb Tibagi com cortes de teor de argila. Notar a presença dos arenitos mais limpos (menor teor de argila) na calha central da bacia. ....	102
Figura 7.7 – Mapa de isolitas de pelitos do Mb São Domingos, intervalo selante do Sistema Petrolífero Devoniano. ....	103
Figura 7.8 – Modelo esquemático de trapa estratigráfica (setas indicam migração). ....	105
Figura 7.9 - Modelos de trapas estruturais no domínio intracratônico associadas a estruturas-em-flor positivas (a) e negativas (b), concebidos a partir da análise estrutural de feições dômicas na Bacia do Paraná (Rostirolla <i>et al.</i> , 2000). ....	106
Figura 7.10 - Curva de subsidência do devoniano da Bacia do Paraná no poço (Quintas <i>et al.</i> , 1999) (obs. Neste exemplo não estão apresentados os momentos de soerguimento ocorridos bacia). ....	107
Figura 7.11 – Carta de eventos para o Sistema Petrolífero Devoniano. ....	108
Figura 7.12 – Carta de janelas de geração de hidrocarbonetos de acordo com a profundidade (Tissot & Welte, 1984). ....	109
Figura 7.13 – Isolitas de soleiras de diabásio da Fm Serra Geral intrudidas na Fm Ponta Grossa. Notar o predomínio de soleiras no depocentro da sub-bacia de Apucarana. ....	110
Figura 7.14 – Mapas de isolitas demonstrando as melhores espessuras de rocha geradora, rocha reservatório e rocha selo do Sistema Petrolífero Devoniano. ....	112
Figura 7.15 – Mapa da proposta simplificada da região mais propensa a conter acumulação de hidrocarbonetos no Sistema Petrolífero Devoniano (setor laranja). ....	113

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 6.1 - Hierarquias de ciclos e denominações estratigráficas mais utilizadas (Severiano Ribeiro, 2001) .....	80
---	----

## RESUMO

O registro Devoniano Superior da Bacia do Paraná refere-se à Fm Ponta Grossa, a qual é subdividida em três membros, da base para o topo: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. A disposição destes membros no ponto de vista litológico é bem definida, onde os mbs Jaguariaíva e São Domingos são compostos por pelitos marinhos plataformais e o Mb Tibagi por pelitos e arenitos finos com forte influência de tempestades. Porém sua subdivisão no ponto de vista de Estratigrafia de Seqüências é ainda controverso. Neste trabalho são apresentadas algumas discussões relativas a este assunto, cujo objetivo final é fornecer subsídios para uma reflexão a respeito de um Sistema Petrolífero Devoniano. Dentre os dados apresentados estão: (a) perfis gamaespectrométricos de superfície, os quais mostraram grande similaridade com os perfis de raios gama de poços. Com isso identificou-se boa ferramenta na temática de modelos análogos; (b) mapas de isopacas e isolitas de diversos atributos da formação, com destaque para subdivisões do Mb Tibagi, em porções arenosas; (c) descrição de litotipos e fácies feitas em campo, também com destaque para o Mb Tibagi onde foram identificadas fácies de: tempestade distal, tempestade proximal, barra de desembocadura deltaica e correntes litorâneas; (d) quanto a Estratigrafia de Seqüências, a Fm Ponta Grossa foi subdividida em duas Seqüências Depositionais (“seqüências Inferior e Superior”), e foi introduzida a idéia do Mb Tibagi sendo originado em um trato similar a um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma; (e) o Sistema Petrolífero Devoniano é uma idéia proposta tendo por base pequenas ocorrências de gás em poços da Bacia do Paraná e a produção de gás em bacias da Plataforma Sul-Americana nos intervalos litologicamente similares e cronologicamente correlatos (ex. Fm Huamampampa – Bolívia). No caso da Fm Ponta Grossa existe a geração a partir dos folhelhos do Mb Jaguariaíva e Mb São Domingos, os reservatórios estariam nos arenitos do Mb Tibagi e o selo seriam os folhelhos do Mb São Domingos; as trapas estratigráficas corresponderiam aos corpos arenosos depositados em meio aos pelitos plataformais, enquanto as trapas estruturais estariam presentes em estruturas-em-flor positivas posicionadas principalmente em alinhamentos de direção NE. Atualmente a Fm Ponta Grossa pode situar-se a mais de 4000 m de profundidade, sendo que o processo de soterramento estendeu-se deste o Carbonífero até o Cretáceo. Devido a grande profundidade e ao incremento de temperatura com as intrusões dos diques e soleiras da Fm Serra Geral no Jurássico/Cretáceo a matéria orgânica teve elevada maturação e geração de gás. Por fim é proposto que os principais prospectos para exploração do Sistema Petrolífero Devoniano estariam localizados na porção profunda da Bacia do Paraná, região geográfica das divisas entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, onde existem boas espessuras de rochas geradoras, de rocha selo e principalmente melhores e mais espessas fácies de arenitos do Membro Tibagi.

## ABSTRACT

The Upper Devonian record of Paraná Basin comprises Ponta Grossa Formation that is divided in three members, which are, from bottom to top: Jaguariaíva, Tibagi and São Domingos. The lithological arrangement of these members is well defined, whereas the Jaguariaíva and São Domingos members comprehend plataformal marine pelites and the Tibagi Member pelites and strongly storm influenced fine sandstones. Despite this, when sequence stratigraphy is concerned, the Formation's subdivision is still controversial. In this paper some insights related to that matter are presented, with a final objective of supplying a base to ideas regarding a Devonian Petroleum System. The data here presented are: (a) surface gammaspectrometric profiles, which show great similarity to gamma-ray well profiles. This proved to be an interesting tool in terms of analog model analysis; (b) isopach and isolith maps of various formation attributes, with a special notice to the subdivision of the Tibagi Member in sandy portions; (c) field description of lithologies and facies, also with a special notice for the Tibagi Member where were identified facies of: distal storm, near storm, deltaic mouth bars and coastal currents. (d) regarding sequence stratigraphy, Ponta Grossa Formation was divided in two Depositional Sequences (bottom and upper sequences) and the idea of the Tibagi Member being originated in a similar tract to the Plataform Margin System Tract was introduced; (e) the Devonian Petroleum System is proposed based on gas occurrences in wells in the Paraná Basin and the gas production in other basins of the South American Platform at lithologically similar and chronologically correlated intervals (ex. Huamampampa Formation – Bolivia). In the case of Ponta Grossa Formation the source rocks would be the shales of Jaguariaíva and São Domingos members, the reservoirs would be the sandstones of Tibagi Member and the seal would be the shales of São Domingos Member; the stratigraphic traps would correspond to the sandstone bodies deposited amongst plataformal pelites, while the structural traps would be provided by positive flower structures present mainly in alignments that have NE direction. In the present day Ponta Grossa Formation can reach depths of over 4000m, and the burial process spanned from the Carboniferous to the Cretaceous. Due to the great depth and the increase of temperature due to dike and sill intrusion of the Serra Geral Formation on the Jurassic/Cretaceous period, the organic matter became highly mature and generated gas. Lastly it is proposed that the main prospects for the exploration of the Devonian Petroleum System would be located in the deeper portion of the Paraná Basin, near the São Paulo, Mato Grosso do Sul and Paraná state borders, where there are good thicknesses of source rocks, seals and specially thicker and better sandstone facies of the Tibagi Member.

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Situação Geológica Regional

A Formação Ponta Grossa é o objeto principal dos estudos que serão abordados na presente dissertação. Tal unidade faz parte da Bacia do Paraná, uma bacia de extensão continental localizada na região central, sul e sudeste do Brasil, norte do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai, ocupando cerca de 1.400.000 Km<sup>2</sup> em superfície, dos quais 1.000.000 Km<sup>2</sup> estão no Brasil.

Mesmo estando totalmente situada em regiões terrestres da Plataforma Sul Americana, sua gênese, evolução, constituição e distribuição são um pouco controversas, isto por ser uma bacia extremamente extensa e pelo fato da maioria dos trabalhos serem regionais, principalmente de compilação, enquanto os trabalhos locais são esparsos e desconectados entre si. Além disso, a bacia é pouco estudada em subsuperfície, uma vez que os poucos poços perfurados pela Petrobras e Paulipetro entre 1960 e 1990 não cobriram sua área homogeneamente e grande maioria não atravessou sua coluna sedimentar por completo.

Apesar das dificuldades, os esforços daqueles que estudaram a bacia com afinco desde o início do século XX, nos dão um bom panorama para o entendimento e prosseguimento dos estudos desta que é a maior bacia paleozóica da América do Sul.

Trata-se de uma bacia intracratônica depositada subsequente ao Ciclo Orogênico Brasileiro, formando-se deste o Ordoviciano Superior até o Cretáceo Superior, período em que segundo Milani *et al.* (1994), desenvolveram-se ao menos 6 Superseqüências (Figura 1.1 e Figura 1.2) marcadas por eventos de deposição (subsidência) e erosão (soerguimento), os quais foram influenciados por eventos tectônicos internos e externos à bacia e também variações locais e globais no nível do mar.

A Superseqüência Paraná estende-se por boa parte da Bacia do Paraná (Figura 1.1), sendo composta por duas unidades principais, as formações Furnas e Ponta Grossa (Figura 1.2). Sua idade inicial é tida como Eo-Devoniana (Lochkoviano), porém existe divergência entre autores devido a

ausência de fósseis guia na Formação Furnas, principalmente em sua porção basal. Já a sua idade final, Neo-Devoniano (Frasniano/Faminiiano), é bem delimitada pelos intervalos fossilíferos do topo da Formação Ponta Grossa.

A Formação Ponta Grossa depositou-se desde o Emsiano – 390 Ma até o Frasniano/Faminiiano – 360 Ma, período em que a Bacia do Paraná experimentou uma das mais importantes inundações marinhas, registrada pelos folhelhos fossilíferos dos membros Jaguariaíva (base) e São Domingos (topo) (Figura 1.3).

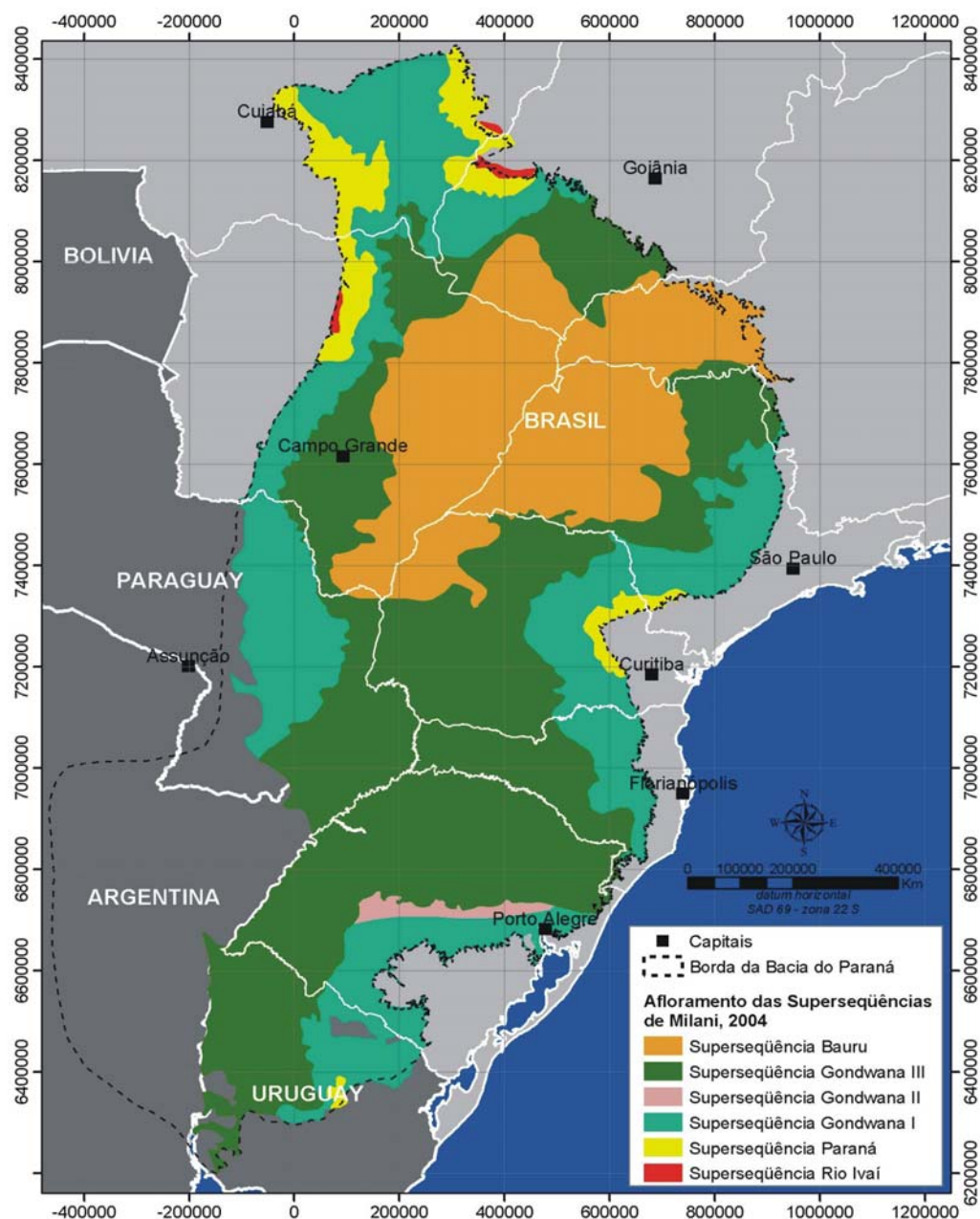


Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (fonte: Milani, 2004).





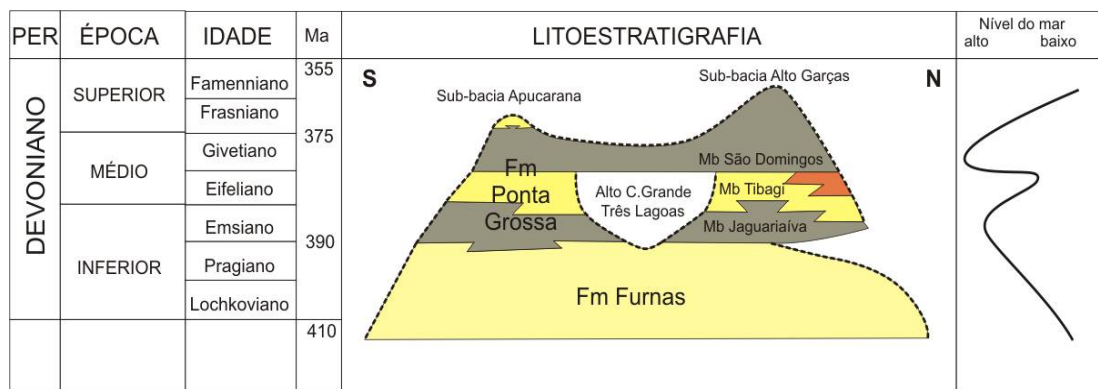


Figura 1.3 - Carta cronoestratigráfica norte-sul mostrando contatos e distribuição dos membros da Formação Ponta Grossa. (fonte: Assine *et al.*, 1998)

## 1.2. Objetivos

Sem dúvida os folhelhos são os litotipos mais abundantes da Formação Ponta Grossa e também são os geradores de hidrocarbonetos para o Sistema Petrolífero Ponta Grossa - Itararé. Embora seja reconhecida a importância desta Formação no que diz respeito à geração de hidrocarbonetos, o seu potencial como intervalo portador de arenitos reservatório normalmente é negligenciado, em contraposição aos níveis estratigráficos permo-carboníferos. De fato, em poços perfurados pela Petrobras e Paulipetro foram detectados indícios de gás em arenitos do Membro Tibagi.

Para identificar as variáveis necessárias para a definição de horizontes com potencial para reservatório de hidrocarbonetos, é preciso estudar a gênese, evolução e estado atual dos seus litotipos.

Nesta linha de raciocínio, o presente estudo tem como objetivos:

I – Levantar novas informações em campo de forma a contribuir nas discussões dos dados existentes e também para o surgimento de novos conceitos;

II – Desenvolver tarefas com base em modelos análogos, caracterizando fácies descritas em superfície e correlacionando-as com fácies observadas em perfis de poços profundos;

III – Fazer análise estratigráfica da Formação Ponta Grossa com enfoque no Membro Tibagi e compará-la com análises já consagradas;

IV – Com o somatório das informações de fácies e posicionamento estratigráfico dos arenitos do Membro Tibagi, o objetivo final é prever



condições adequadas para existência de rochas com potencial para reservatórios de hidrocarbonetos em subsuperfície.

Para contemplar os objetivos, a estrutura deste trabalho apresentará a seguinte ordem de assuntos: materiais e métodos utilizados; dificuldades metodológicas, descrições e levantamentos feitos em campo bem como a discussão dos dados obtidos; análise estratigráfica de cada Membro da Formação com destaque para o Membro Tibagi; descrição e inserção de cada variável requerida para a ocorrência de acumulações de hidrocarbonetos na porção profunda da Bacia do Paraná no referido intervalo devoniano.

## 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

### 2.1. Superfície

Em superfície, a área de estudo compreende toda a extensão de afloramentos da Formação Ponta Grossa no flanco leste da Bacia do Paraná, Estado do Paraná (Figura 2.1), estendendo-se desde os arredores da cidade de Palmeira-PR (S 25° 25'/W 50° 00' – 600500/7193000) até os arredores da cidade de Sengés-PR (S 24° 05'/ W 49° 26' – 655400/7332000).

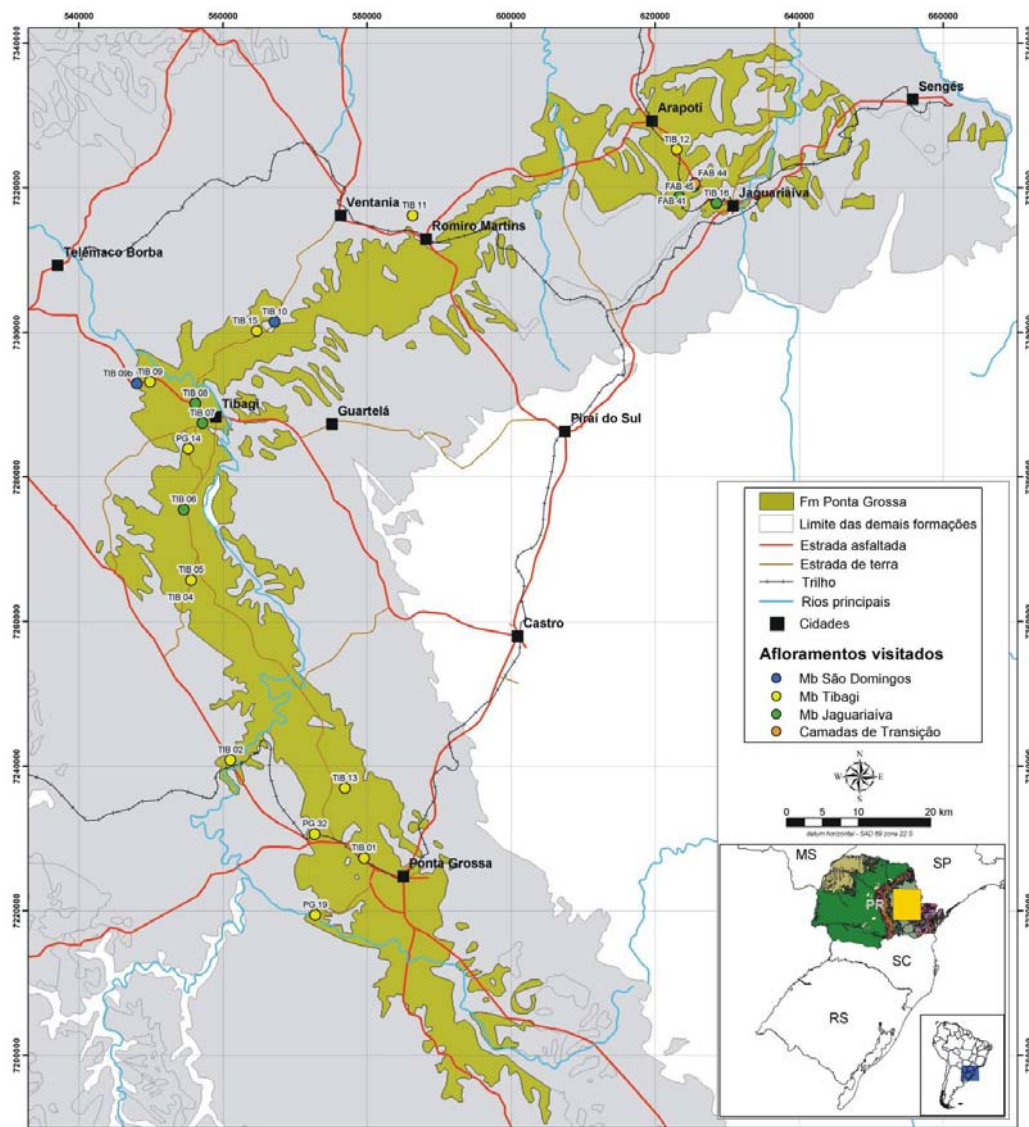


Figura 2.1 – Mapa de localização da área de estudo em superfície – Estado do Paraná.

É válido ressaltar que a Formação Ponta Grossa aflora no Estado do Paraná na região do Arco de Ponta Grossa. É interessante notar que existe um espessamento da unidade em direção ao eixo do arco, e tal situação controla a área de afloramento dos membros desta formação. Desta forma, nota-se que a nordeste da cidade de Arapoti e a sudeste da cidade de Ponta Grossa a unidade apresenta-se delgada, aflorando praticamente apenas o Membro Jaguariaíva (Figura 2.2), enquanto os demais membros pouco afloram. Já nas proximidades da cidade de Tibagi a formação possui aproximadamente 250 m de espessura e existe afloramento dos seus três membros (Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos).

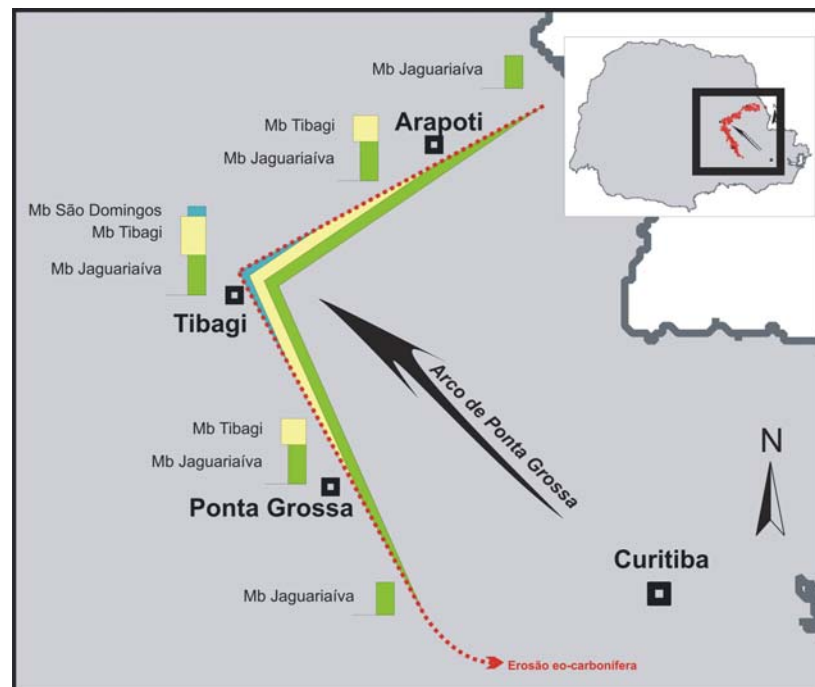


Figura 2.2 – Mapa esquemático da distribuição espacial e de espessura dos membros da Fm Ponta Grossa na faixa de afloramentos do Estado do Paraná.

Apesar das faixas de afloramento da região norte e sul da Bacia do Paraná (Goiás/Mato Grosso e Uruguai respectivamente) não terem sido visitadas em campo, elas foram estudadas com base na bibliografia disponível, principalmente os trabalhos de Assine (1996), Assine *et al.* (1998), Andrade & Camarço (1980), Andrade & Camarço (1982) e Veroslavsky Barbé (1994).

## 2.2. Subsuperfície

Em subsuperfície, a área de estudo compreende toda a extensão de ocorrência da Formação Ponta Grossa na Bacia do Paraná, isto é, nos estados brasileiros de Mato Grosso, Goiás, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Paraná e Santa Catarina (Figura 2.3). A base de dados dos estudos de subsuperfície é exclusivamente referente aos perfis litológicos e geofísicos dos poços perfurados pela Petrobras e Paulipetro.

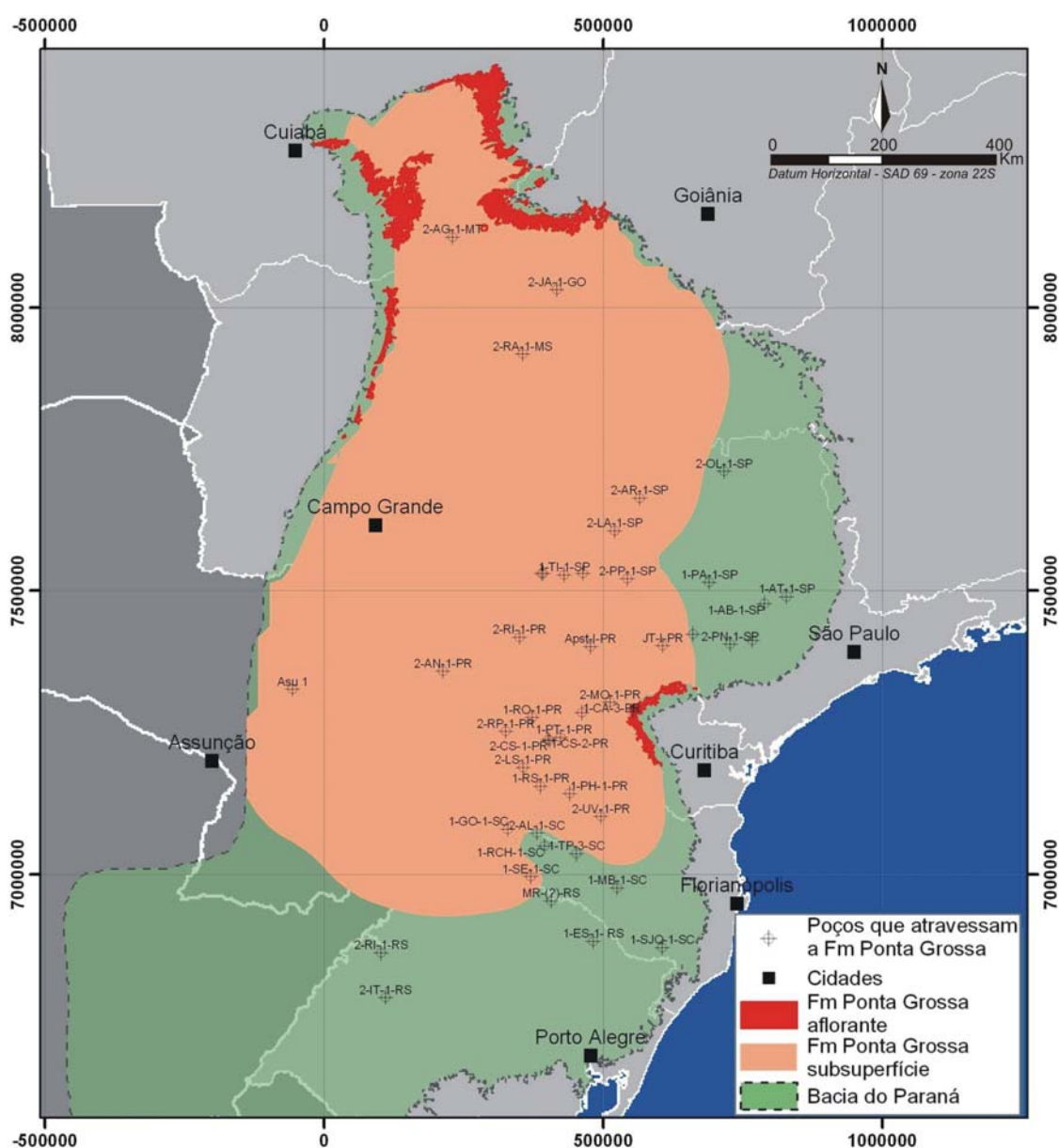


Figura 2.3 – Distribuição da Fm Ponta Grossa em superfície e subsuperfície.

### 3. O ESTADO DA ARTE

Muitos foram os autores que estudaram a Formação Ponta Grossa, sendo o primeiro Derby (1878 *apud* Petri, 1948). Posterior a este, o trabalho pioneiro de Clarke (1913) seguiu a tendência geral da época, onde as descrições paleontológicas eram tema central estudado.

Clarke (1913) descreveu 80 m de folhelhos fossilíferos da Formação Ponta Grossa nos arredores da cidade homônima. Já na cidade de Tibagi o autor identificou os folhelhos da base da Formação Ponta Grossa, arenitos amarelados de poucos metros de espessura acima dos folhelhos e novamente folhelhos acima dos arenitos. Tal descrição, feita há aproximadamente um século atrás, é de grande fidedignidade, pois representa justamente a subdivisão atual da unidade, onde os folhelhos basais representam o Membro Jaguariaíva, os arenitos ao Membro Tibagi e os folhelhos do topo ao Membro São Domingos.

Com relação ao clima, Clarke (1913) apontou para a ausência de corais, briozoários e carbonatos nos sedimentos das províncias malvinocáfricas, no qual a Formação Ponta Grossa está inserida, o que sugere clima frio para a região. Fato comprovado cinquenta anos depois no trabalho de Copper (1977).

Oliveira (1927) também fez descrições pioneiras das rochas da região dos Campos Gerais, e também identificou na cidade de Ponta Grossa, “folhelhos abundantemente fossilíferos, um tanto arenosos”. Tal autor identificou uma discordância entre os arenitos da Formação Furnas e os folhelhos da Formação Ponta Grossa.

Os arenitos do Membro Tibagi também foram incluídos nas descrições de Oliveira (1927). Segundo o autor, a ocorrência de arenitos denominados “Arenitos de Tibagi”, estaria restrita aos arredores da cidade homônima, ao longo do arroio São Domingos, afluente da margem esquerda do rio Tibagi. Por ele foram citados arenitos amarelados, micáceos, com nódulos de pirita, de granulação fina na base e grossa no topo, alcançando espessura de cerca de 35 metros que estariam dispostos gradacionalmente sobre os folhelhos do Membro Tibagi.

Guimarães (1936 *apud* Petri, 1948) amostrou a primeira sondagem que atravessou cerca de 92 m de folhelhos e arenitos da seção devoniana da bacia na localidade de São José do Paranapanema, sul do Estado de São Paulo.

O segundo pulso de publicações sobre o Devoniano Paranaense aconteceu em meados do Século XX com os trabalhos de Petri (1948), Maack (1950-51) e Lange & Petri (1967).

Petri (1948) estudou o contato entre as formações Furnas e Ponta Grossa nas margens do Rio Tibagi, município de Tibagi e no ramal da estrada de ferro entre Jaguariaíva e Jacarezinho, onde identificou uma zona transitiva entre arenitos e folhelhos repleta de fósseis típicos de ambiente marinho, a qual foi denominada informalmente de “Camadas de Transição”. Esta constatação implica numa superfície concordante representativa do progressivo afogamento do sistema costeiro Furnas para o mar Ponta Grossa.

Petri (1948) contribuiu com ricas informações sobre os arenitos do Membro Tibagi com estudos realizados na Serra do Barreiro, cercanias do município de Tibagi, onde foi descrita a alternância de sete níveis arenosos em meio a folhelhos totalizando cerca de 20 m de arenitos. Outra grande contribuição deste trabalho foi quanto à ocorrência de *Spirifer iheringi* Kaiser, fóssil guia para ambiente deposicional de águas rasas, implicando que os arenitos do Membro Tibagi representaria um pulso de queda do nível do mar devoniano.

Maack (1950-51) fez minuciosas descrições na Formação Ponta Grossa, na qual identificou os folhelhos do membro Jaguariaíva e fez importantes descrições dos seus fósseis. Na cidade de Tibagi, nas descrições feitas no Membro Tibagi descreveu arenitos com 50 % de matriz siltosa, 33 % de areia grossa, 12 % de areia fina e 5 % de argila. Neste mesmo trabalho é apresentado pela primeira vez o Membro São Domingos, que na realidade já havia sido descrito por Caster (1947b *apud* Lange & Petri, 1967) como a unidade que recobre os arenitos do Membro Tibagi, mas que veio a ser formalizado apenas no trabalho de Maack, que por sua vez acrescentou que o Membro São Domingos desaparecia em direção à cidade de Jaguariaíva e que apresenta proporção argilosa maior que a dos folhelhos do Membro Jaguariaíva.

Já Lange & Petri (1967), a partir de poços pioneiros como Apst-1-PR, M-1-A-PR, RC-1-PR, Jast-1-GO, AGst-1-MT, O-1-PR, CA-1-PR, TLst-1-MT, identificaram espessuras do Membro Jaguariaíva variando de 150 a 200 m nos estados do Paraná, São Paulo, Mato Grosso e Goiás. Sobre o Membro Tibagi, estes autores também fizeram menção a respeito do seu padrão de engrossamento granulométrico em direção ao topo.

Apesar das descrições de arenitos na Formação Ponta Grossa terem sido feitas por diversos autores, a existência do Membro Tibagi ainda não era totalmente consagrada, uma vez que as areias haviam sido descritas apenas na região da cidade de Tibagi e eram consideradas corpos efêmeros em meio aos folhelhos do Membro Jaguariaíva. Porém no trabalho de Lange & Petri (1967) o membro foi descrito no ramal da estrada de ferro Ponta Grossa/Apucarana (bairro de Santa Luzia), cidade de Ponta Grossa e nos poços da porção profunda da bacia, dando-se assim mais expressão ao Membro.

Ao reavaliar os perfis dos poços Apst-1-PR e AGst-1-MT, Lange (1967) sugeriu acertadamente a tendência de aumento de areias no Membro Tibagi em direção a porção norte da bacia. Neste mesmo trabalho foram feitas duas brilhantes descobertas: foi identificado e sugerido que a superfície de inundação máxima da Formação Ponta Grossa encontra-se no Membro São Domingos; e que em alguns poços existem corpos arenosos que recobrem este membro. A pesar do autor não entrar em pormenores, ao que tudo indica, ele identificou os primeiros indícios da provável regressão famenniana tão escassa no registro geológico.

Sem dúvidas, Lange (1967), Lange & Petri (1967) fizeram importantes descobertas sobre a litoestratigrafia da Formação Ponta Grossa, porém nesta época as descrições litoestratigráficas não eram o foco principal dos trabalhos e, portanto, tais autores juntamente com Daemon *et al.* (1967), fizeram descobertas muito mais importantes a respeito da bioestratigrafia da unidade.

Lange & Petri (1967) reafirmara a deposição da formação em ambiente calmo com ação subordinada de correntes, isto porque identificaram fósseis de *Lingula* com indicação de terem sofrido transporte, além de *Tentaculites* orientados numa mesma direção sugerindo correntes unidirecionais, e ainda *Crinoides* que sempre são encontrados desagregados.

Lange (1967) sugeriu que existia conexão entre as bacias do Paraná, Parnaíba e Amazonas somente a partir do Devoniano Médio. Eles chegaram a esta data quando reconheceram fósseis típicos dos membros Tibagi e São Domingos em todas as bacias, mas não reconheceram fósseis do Membro Jaguariaíva nas unidades correlatas das bacias do Parnaíba e Amazonas.

Outra grande constatação de Lange (1967) a partir do conteúdo fossilífero é de que o Arco de Ponta Grossa funcionou como um baixo estrutural durante o Devoniano. Esta é a primeira citação a respeito de um assunto constantemente discutido e que até os tempos atuais não se chegou a um consenso entre autores.

Daemon *et al.* (1967), em seu ilustre trabalho fizeram o zoneamento completo e datação de toda a seção da Formação Ponta Grossa, e pela primeira vez chegaram a idades que se estendiam do Frasniano ao Famenniano.

Voltando à discussão do contato entre as formações Furnas e Ponta Grossa, Bigarella & Salamuni (1967) reportaram a existência de um “contato abrupto, irregular e com ligeiro diastema erosional”. No mesmo afloramento das margens do rio Tibagi, Zalán *et al.* (1987) descreveram um contato abrupto entre as unidades e sugeriram um hiato deposicional de 10 Ma. O presente trabalho apresenta as cartas estratigráficas mais modernas de Milani (2004) e Assine *et al.* (1998) (Figura 1.2 e Figura 1.3) nas quais, o contato entre tais unidades é concordante, porém este assunto ainda está inacabado, e há muito o que se discutir a respeito.

No âmbito da geologia estrutural, Ramos (1970) introduz o conceito de que a estrutura que divide a Formação Ponta Grossa em duas sub-bacias é o “Alto de Três Lagoas – Campo Grande”, chamando-as de: sub-bacia Apucarana, ao sul e mais rica em sedimentos finos e; sub-bacia Alto Garças, ao norte e mais ricas em arenitos.

Soares *et al.* (1974 e 1978), em sua subdivisão da bacia em ciclos de segunda ordem de grandeza, inseriram a Formação Ponta Grossa na denominada “Seqüência Gama”, juntamente com a Formação Furnas. Esta subdivisão foi reavaliada por diversos autores, com destaque para Milani (1997) que preservou a associação das formações Furnas e Ponta Grossa na mesma seqüência, mas a denominou Seqüência Paraná.



Ao correlacionar a Bacia do Paraná com as bacias do Parnaíba e Amazonas, Soares *et al.* (1974) sugeriram que o Membro Jaguariaíva seria correlato às formações Pimenteiras (Parnaíba) e Lontra (Amazonas); o Membro Tibagi seria correlato às formações Cabeças (Parnaíba) e Ererê (Amazonas); e o Membro São Domingos às formações Longá e Poti (Parnaíba) e Faro (Amazonas).

Andrade & Camarço (1980) descreveram as unidades inferior, média e superior no Estado de Goiás, as quais representam os membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos respectivamente. Os autores também consideram a origem deltaica para estes sedimentos. É interessante notar a ocorrência de arenitos grossos e conglomerados nos sedimentos do Membro Tibagi, evidenciando o caráter proximal das fácies (Andrade & Camarço, 1982).

Pesquisando a história tectônica da Bacia do Paraná, Fulfaro *et al.* (1982) observaram que a direção da calha deposicional da bacia é francamente governada pela direção NW-SE, transversalmente à direção estrutural de seu embasamento. Da mesma forma que a descrição de Ramos (1970), Fulfaro *et al.* (1982) sita que a Formação Ponta Grossa teve controle por estas estruturas, tanto lito como bioestratigraficamente, cuja principal estrutura controladora é o Lineamento Campo Grande – Três Lagoas e Guapiara (Ferreira *et al.*, 1981). Fulfaro *et al.* (1982) também identificaram que a ligação entre as bacias do Paraná e Parnaíba se deu através de um “sea way” situado na faixa Tocantins/Araguaia.

Ramos (1988) sita que o ciclo tectono-sedimentar que atuou do Ordoviciano ao Devoniano é o ciclo Famatiniano, contudo essa afirmação é muito imprecisa, por se tratar de um longo período de tempo, mas de qualquer forma é válida por reafirmar as teorias de Soares *et al.* (1974) que dão a idéia de que os choques ocorridos na borda da placa têm forte influência na sedimentação intraplaca.

A partir do ano de 1994 surgiu um novo conjunto de publicações, os quais foram muito importantes porque integraram as informações que anteriormente eram superficiais e dispersas em várias publicações, somado as novas teorias de estratigrafia de seqüências, formando assim, uma série de trabalhos com informações mais robustas e modernas.

Assine *et al.* (1994) observaram que o clímax da transgressão do Devoniano Médio/Superior deu-se durante o Givetiano, período que ocorria de deposição do Membro São Domingos, fato previamente comentado por Rodrigues e Quadros (1976), que ao analisarem a diminuição da porcentagem de caolinita e aumento no teor de boro nos sedimentos do Membro São Domingos, indicaram condições oceânicas mais profundas. Com relação ao Membro Tibagi, os autores sugeriram que a progradação deltaica foi causada por reativações tectônicas na área fonte (região dos estados de Goiás e Mato Grosso), onde o aumento no aporte de material arenoso elevou o valor da relação aporte/espço, propiciando a progradação das fácies bacia adentro.

Assine & Petri (1996) comentam que a transgressão ocorrida no Givetiano (Mb São Domingos) foi grande o suficiente para causar mudanças ecológicas drásticas, pois a conexão das águas da Bacia do Paraná com as águas mais aquecidas das bacias do Parnaíba e Amazonas foi tão pujante, chegando a ser responsável pelo desaparecimento da Fauna Malvinocáfrica.

Assine & Petri (1996) descrevem conglomerados que conformam *lags* transgressivos no contato entre as formações Furnas e Ponta Grossa no Estado de Goiás, evidenciando típica discordância de borda de bacia. A partir da Superfície de Inundação Máxima do Emsiano (Mb Jaguariaíva) até o topo do Eifeliano (Mb Tibagi), tem-se um típico trato de sistemas de mar alto representado por um empilhamento regressivo progradacional, fato comentado por Popp & Barcellos-Popp (1986).

São poucos os trabalhos que tratam da Formação Ponta Grossa no âmbito da Estratigrafia de Seqüências. Assine (1996) aborda este tema e propõe um modelo onde unidade está compreendida por apenas dois ciclos transgressivos-regressivos de aproximadamente 15 Ma de duração. A Seqüência Praguiano-Eifeliana comporta a unidade do topo da Formação Furnas, as Camadas de Transição, todo o Membro Jaguariaíva e boa parte do Membro Tibagi. Esta seqüência possui um trato de sistemas transgressivo que culmina na superfície de inundação máxima do Emsiano (Mb Jaguariaíva), a partir do qual inicia-se o trato de sistemas de mar alto, que culmina com as programações deltaicas do Membro Tibagi.

Sobre esta seqüência aparece a Seqüência Eifeliano-Frasniana, a qual inicia-se com uma Superfície Transgressiva fazendo diretamente sobre os

depósitos deltaicos, numa situação em que a Superfície Transgressiva coincide com o Limite de Seqüência. A Superfície de Inundação Máxima deste ciclo posiciona-se no Givetiano (intervalo D4b – Daemon *et al.*, 1967), a partir da qual tem-se a mudança para o Trato de Sistemas de Mar Alto, o qual não ocorre em superfície e que está pouco preservado em boa parte da bacia devido à erosão carbonífera.

Apesar do modelo de Assine (1996) ser muito bem elaborado, o fato do modelo não indicar variações eustáticas relevantes e conseqüentemente não possuir um Trato de Sistema de Mar Baixo deixou espaço para discussões e surgimento de novas teorias como as de Pereira & Bergamaschi (1996), Bergamaschi (1999) e Pereira (2000), os quais propuseram um novo modelo mais complexo, no qual é apresentado um Trato de Sistemas de Mar Baixo.

Estes autores dividiram a Formação Ponta Grossa em cinco Seqüências, B, C, D, E e F. A Seqüência B inicia-se nas Camadas de Transição e vai até o início do Membro Tibagi, sendo que a Superfície de Inundação Máxima coincide com a da Seqüência Eifeliano-Frasniana de Assine (1996), sobre esta, na base e topo do Membro Tibagi aparecem às seqüências C e D respectivamente, as quais representam, pois pequenos ciclos com Superfícies de Inundação Máxima pouco expressivas e com um Trato de Sistemas de Mar Baixo coincidente com as maiores espessuras de arenitos do Membro Tibagi. As seqüências E e F coincidem com a fase transgressiva e regressiva da Seqüência Praguiano-Eifeliana de Assine (1996).

Existem grandes diferenças entre as interpretações desses autores, mas a maior das diferenças é sem dúvida relacionada a gênese dos arenitos do Membro Tibagi. Para Assine (1996) os arenitos são reflexo de mudanças ocorridas na área fonte dos sedimentos, fazendo com que as fácies progradassem bacia adentro numa configuração de Trato de Sistemas de Mar Alto, onde se depositaram deltas dominados por ondas, sem haver importantes variações relativas do nível do mar. Porém Pereira & Bergamaschi (1996), Bergamaschi (1999) e Pereira (2000) postulam que as areias do Membro Tibagi são reflexo da queda relativa do nível do mar fazendo com que as fácies avançassem bacia adentro num contexto de Regressão Forçada.

Esta sem dúvida é a discussão mais interessante a respeito da Formação Ponta Grossa e a conclusão derradeira está longe de ser alcançada.

Há muito que se estudar, e o presente trabalho faz breves discussões a respeito no capítulo 6.

Na busca de encontrar explicações sobre os reflexos das orogenias ocorridas nas bordas das placas sobre o substrato em seu interior, Milani & Ramos (1998) concluíram que a sedimentação devoniana deu-se sob influência da Orogenia Precordilheira, gerada pelo choque do bloco siálico conhecido como Chilenia, o qual proporcionou a subsidência acentuada de porções internas da placa sul-americana. No clímax da Orogenia Precordilheira houve a deposição da Formação Punta Negra na bacia de antepais e a deposição da superfície de máxima inundação emsiana, situada no Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa.

Até o momento nenhum autor fez citações precisas a respeito do processo causador da diminuição de batimetria na ocasião da deposição do Membro Tibagi e o posterior aprofundamento da bacia a partir do Givetiano, o que pode ser sugestivo de que nestes períodos as variações eustáticas globais eram mais influentes que os processos tectônicos.

Quintas *et al.* (1999) fizeram importante estudo sobre a subsidência da Bacia do Paraná, e identificaram uma taxa média de subsidência de 14 m/Ma para a Formação Ponta Grossa, das quais 6 m/Ma são correspondentes à subsidência tectônica e os 8 m/Ma restantes são devido à sobrecarga sedimentar. Trata-se de uma das menores taxas de subsidência registrada na Bacia do Paraná, comprovando o momento de relativa calma tectônica e condição ideal para a formação de extensos e homogêneos depósitos de material pelítico plataformais.

### **3.1. Unidades correlatas à Formação Ponta Grossa**

Segundo Lopez-Gamundi & Rossello (1993) a Formação Ponta Grossa teve deposição ampla e com unidades equivalentes nas diversas bacias sul-americanas.

Na Bacia de Calingasta-Uspalata (Argentina), o Devoniano Médio contém a Formação Punta Negra, composta por 1700 m de folhelhos que no topo apresenta 70 m de espessura de arenitos interpretados como parte de uma seqüência progradacional deltaica.

Na Bacia Sauce-Grande-Colorado (Província de Buenos Aires – Argentina), a Formação Lolén (datada do Emsiano) é composta por pelitos e arenitos lamosos depositados em ambiente plataformar proximal com ação ocasional de ondas.

Nas Ilhas Malvinas o Devoniano Superior é representado por pelitos marinhos relacionados ao Grupo Gran Malvina.

Na Bacia de Tarija (Noroeste da Argentina – Bolívia), a Formação Icla é de idade Famenniana Superior, e a Formação Los Monos é do Emsiano-Givetiano, sendo ambas importantes unidades geradoras de hidrocarbonetos devido a grande quantidade de matéria orgânica. Nesta bacia também ocorre a Formação Huamampampa, a qual é composta por arenitos provavelmente correlatos ao Membro Tibagi. Na região da Precordilheira Argentina a Formação Ponta Grossa é correlata à Formação Punta Negra.

Já na Bacia do Cabo, África do Sul, ocorre como registro da junção entre os continentes sul-americano e africano durante as épocas do Gondwana, os folhelhos devonianos da Formação Bokkveld.

Na Bacia Chaco-Paraná a Formação Ponta Grossa é correlata à Formação Rincón, sendo que no Uruguai é denominada Formação Cordobés e La Paloma (Veroslavsky Barbé, 1994).

As unidades correlatas à Formação Ponta Grossa na Bacia do Amazonas são as formações Maecuru, Ererê, Curiri, Oriximiná e Faro. Na Bacia do Paranaíba são as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longa e Poti. Existe grande similaridade entre litotipos destas formações, porém existem também algumas diferenças de espessura e de conteúdo fossilífero. Mesmo assim, aventa-se à hipótese de que existiu algum tipo de conexão entre estas bacias, principalmente entre as bacias do Paraná e Paranaíba no fim no Eifeliano/Frasniano.

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1. Levantamento bibliográfico**

A aquisição da base bibliográfica foi feita a partir do acervo da Biblioteca de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal do Paraná e de artigos disponíveis na Internet, sendo essencial no sentido de vislumbrar conceitos de estratigrafia de seqüências, e acima de tudo na aquisição de dados regionais referentes à Formação Ponto Grossa no Estado do Paraná, mas principalmente nas faixas aflorantes que não puderam ser visitadas por questões logísticas, como nos flancos sul (Uruguai) e norte (Mato Grosso e Goiás) da Bacia do Paraná.

Nesta etapa, foram utilizados modelos, dados de poços profundos e informações de superfície, de trabalhos clássicos sobre a Bacia do Paraná (Daemon *et al.*, 1967; Andrade & Camarço 1980; Assine *et al.*, 1994; Assine *et al.*, 1998; Milani & Ramos, 1998; Quintas *et al.*, 1999; Petri, 1948; Bergamaschi, 1999).

Além desses, trabalhos específicos sobre sedimentologia e estratigrafia (Walker, 1984; Miall, 1990; Van Wagoner *et al.*, 1990; Reading, 1996; Severiano Ribeiro, 2001) também foram pesquisados e forneceram informações básicas essenciais para o entendimento das características de afloramentos e perfis de subsuperfície e conseqüentemente possibilitaram visualização de variações laterais e verticais de fácies, subsidiando interpretações genéticas das unidades, bem como os ambientes e agentes deposicionais.

### **4.2. Análise Petrofísica**

Com a utilização de perfis geofísicos de poços profundos (raios-gama, resistividade) foram estimadas variações verticais contínuas de variações litológicas e porosidade em toda a seção da Formação Ponta Grossa. Apesar da análise de porosidade ter sido utilizada de forma pouca aprofundada, com ela foi possível averiguar a possibilidade de ocorrência de intervalos arenosos com características potenciais para reservatório de hidrocarbonetos.

Os perfis de raios-gama forneceram informações referentes à quantidade de elementos radioativos presentes na rocha. De forma indireta, este método pode indicar a classificação granulométrica aproximada de cada intervalo, onde níveis arenosos quartzosos (sem presença de feldspato) são identificados por baixos valores de radioatividade, enquanto níveis argilosos que são ricos em elementos instáveis como o potássio e urânio apresentam valores elevados de radioatividade (Figura 4.1). Outros litotipos como calcários e granitos podem apresentar padrão similar ao dos arenitos, e com isso significar dificuldade de interpretação, porém não é o caso da Formação Ponta Grossa a qual comprovadamente não apresenta tais litotipos em seu empilhamento estratigráfico, onde apenas soleiras de rochas básicas da Formação Serra Geral formam importantes volumes intrudidos, e cuja identificação é extremamente fácil, conforme demonstrado no tópico 4.3 do presente trabalho.

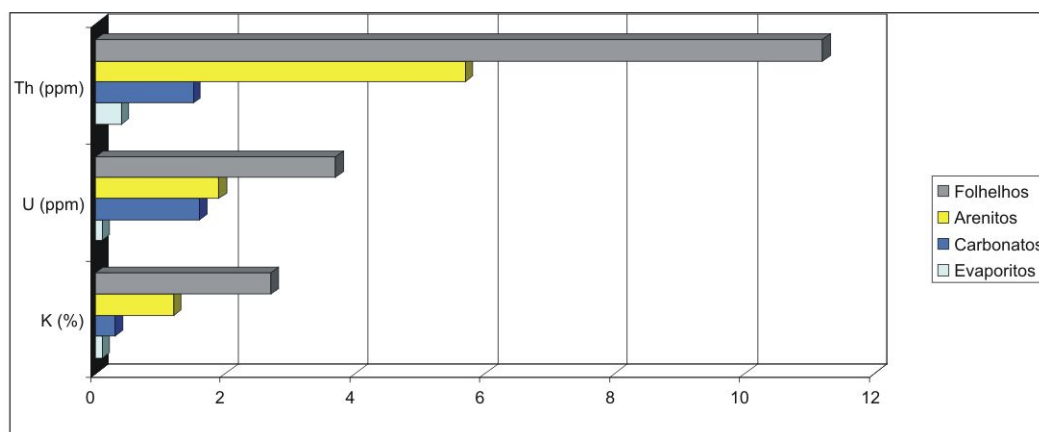


Figura 4.1 – Gráfico comparativo da proporção de valores gamaespectrométricos para cada litotipos sedimentares (Fonte: desconhecida).

O perfil de resistividade mede a resistividade da formação, ou seja, a resistência que tal intervalo de rocha tem à passagem de corrente elétrica. A resistividade é função da porosidade e fluido contido nos poros da rocha, onde rochas porosas contendo fluidos condutivos (como água salina) terão baixa resistividade, enquanto rochas não porosas ou contendo hidrocarbonetos em seus poros possuem alta resistividade. O perfil de resistividade é muito útil para determinar o tipo de fluido na formação e é freqüentemente utilizado como indicador de litotipos e tamanho granulométrico/seleção granulométrica.

### 4.3. Correlação entre Poços

Os poços sem dúvida contêm informações muito ricas e extremamente relevantes para o estudo de subsuperfície de qualquer unidade, pois permitem a visualização da disposição espacial da unidade dentro da bacia numa perspectiva da Estratigrafia de Seqüências, uma vez que fornecem informações relacionadas a características de empilhamento granulométrico e estratigráfico. No caso da Formação Ponta Grossa esta ferramenta torna-se ainda mais útil, pois em superfície a unidade possui escassos e mal conservados afloramentos, devido ao elevado grau de alteração intempérica.

Infelizmente a grande maioria dos poços perfurados na Bacia do Paraná não atravessa a coluna da bacia por completo. Conseqüentemente, por ser uma unidade muito profunda são poucos os poços que atravessam a Formação Ponta Grossa.

Originalmente os perfis de poços estavam disponíveis apenas impressos em papel, sendo que muitos continham rasuras e imperfeições que dificultavam as interpretações. Fez-se necessário então utilizar *scanner* para digitalização e o *software* CorelDRAW 12 para vetorização (Figura 4.2).

O processo de vetorização consistiu simplesmente em redesenhar os traços contidos no papel original, tomando o devido cuidado de preservar a escala centimétrica do perfil. Com isso foi possível refinar alguns trechos originalmente ilegíveis, medir espessura de intervalos, editar topo e base de unidades, remover as soleiras de diabásio, dentre outras atividades.

Como a escala dos poços foi mantida, a medida de espessuras tornou-se tarefa fácil, pois bastava selecionar o intervalo litológico desejado e a leitura de espessura era feita diretamente no campo de dimensões do *software* CorelDRAW 12 (Figura 4.3). Foram feitas leituras e somas de intervalos compostos por arenitos, siltitos, folhelhos e diabásios, cujos valores foram inseridos em uma tabela conforme discutido a seguir.

Outra grande vantagem da vetorização dos poços é a remoção de intervalos compostos por diabásio. A Formação Serra Geral (Jurássico/Cretáceo da Bacia do Paraná) ocorre na forma de importantes soleiras de diabásio que estão intrudidas preferencialmente em intervalos argilosos, como é o caso da Formação Ponta Grossa, a qual é constituída em



sua maioria por folhelhos e chega a ter soleiras de diabásio de mais de 600 m de espessura.

Como as soleiras não fazem parte da seqüência deposicional original da unidade, então para que se possa facilitar a correlação entre poços e as interpretações de Estratigrafia de Seqüências, é conveniente removê-las, e isto é feito com extrema facilidade com o poço no formato vetor. A Figura 4.3 demonstra a diferença entre o perfil com a soleira de diabásio e o perfil sem a soleira de diabásio.

Também é preciso tomar cuidado com as anotações feitas sobre o papel original para não confundir a interpretação de pessoas que porventura utilizarão tais papéis no futuro, além do desgaste causado pelo manuseio que já fez com que muitas cópias de perfil apresentem péssima qualidade visual.

Mas a grande vantagem da digitalização é a observação lado-a-lado e correlação de todos os perfis na tela do computador ou então em papel impresso com perfis lado a lado em menor escala, facilitando a visualização e economizando espaço e tempo (Figura 4.4).

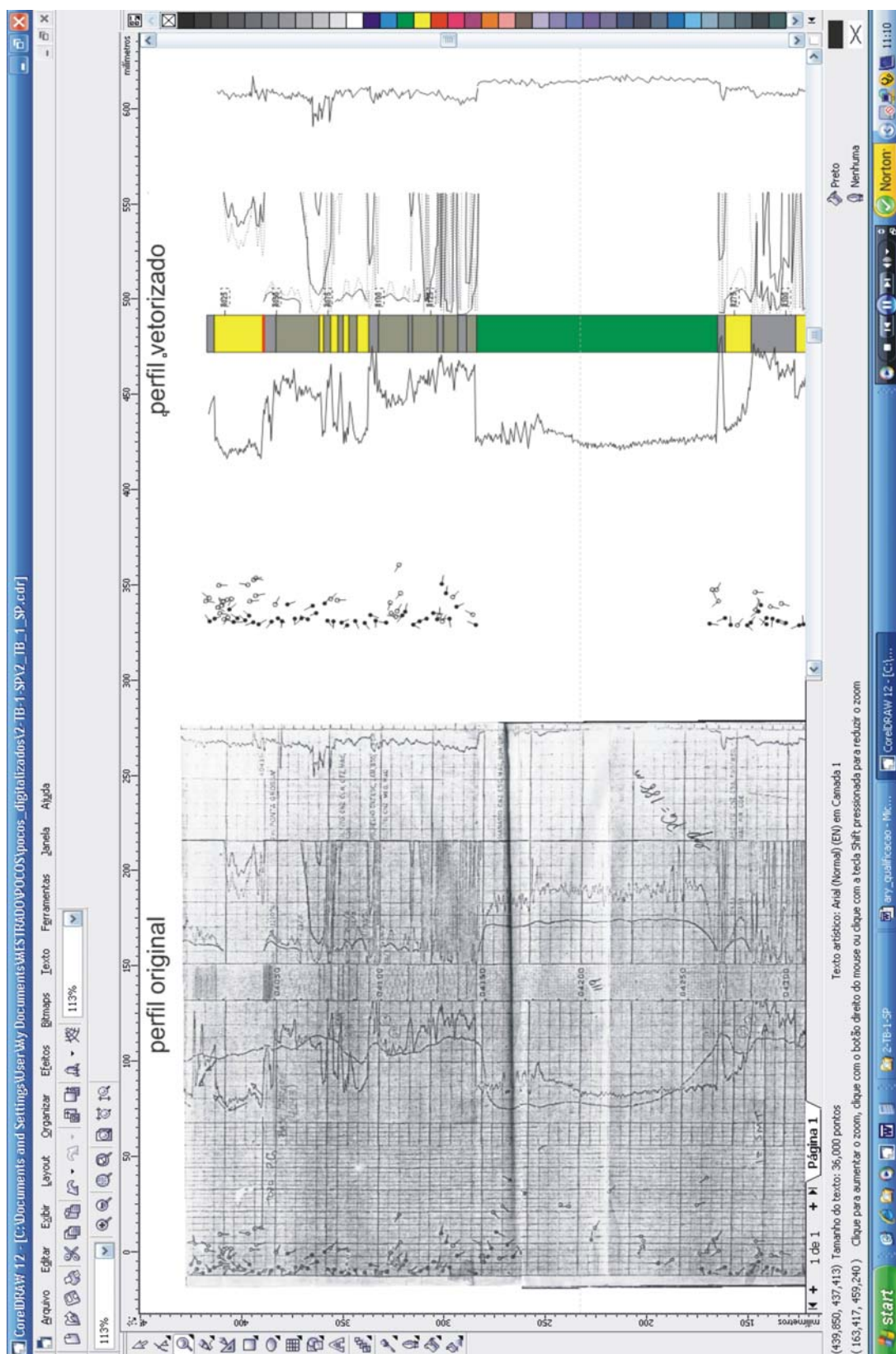


Figura 4.2 – Captura de tela ilustrando a franca melhoria na qualidade dos dados a partir da vetorização de perfis de poços.

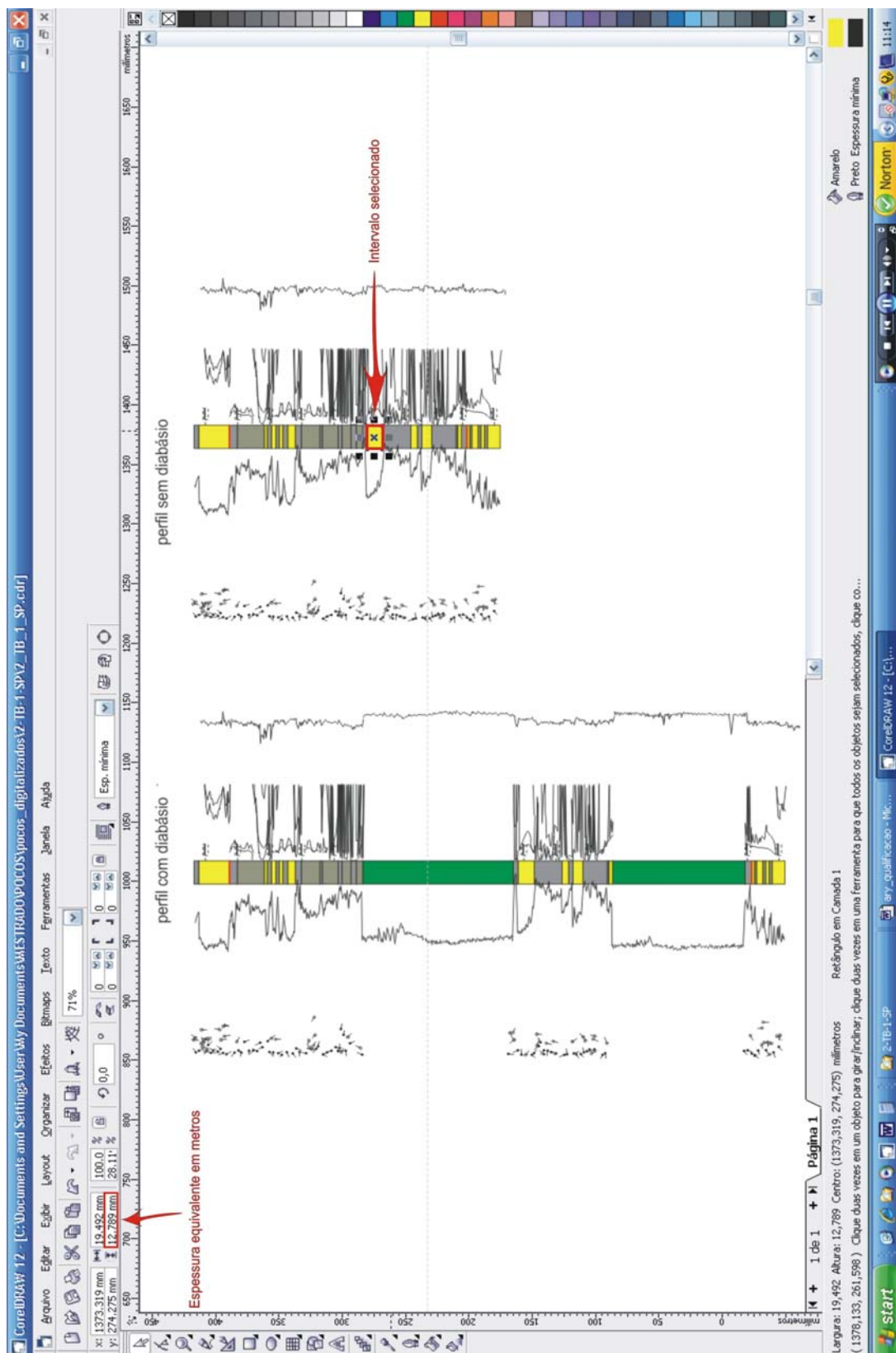


Figura 4.3 – Captura de tela ilustrando a diferença de perfis com e sem diabásio. Também é ilustrado o valor da espessura do intervalo selecionado.

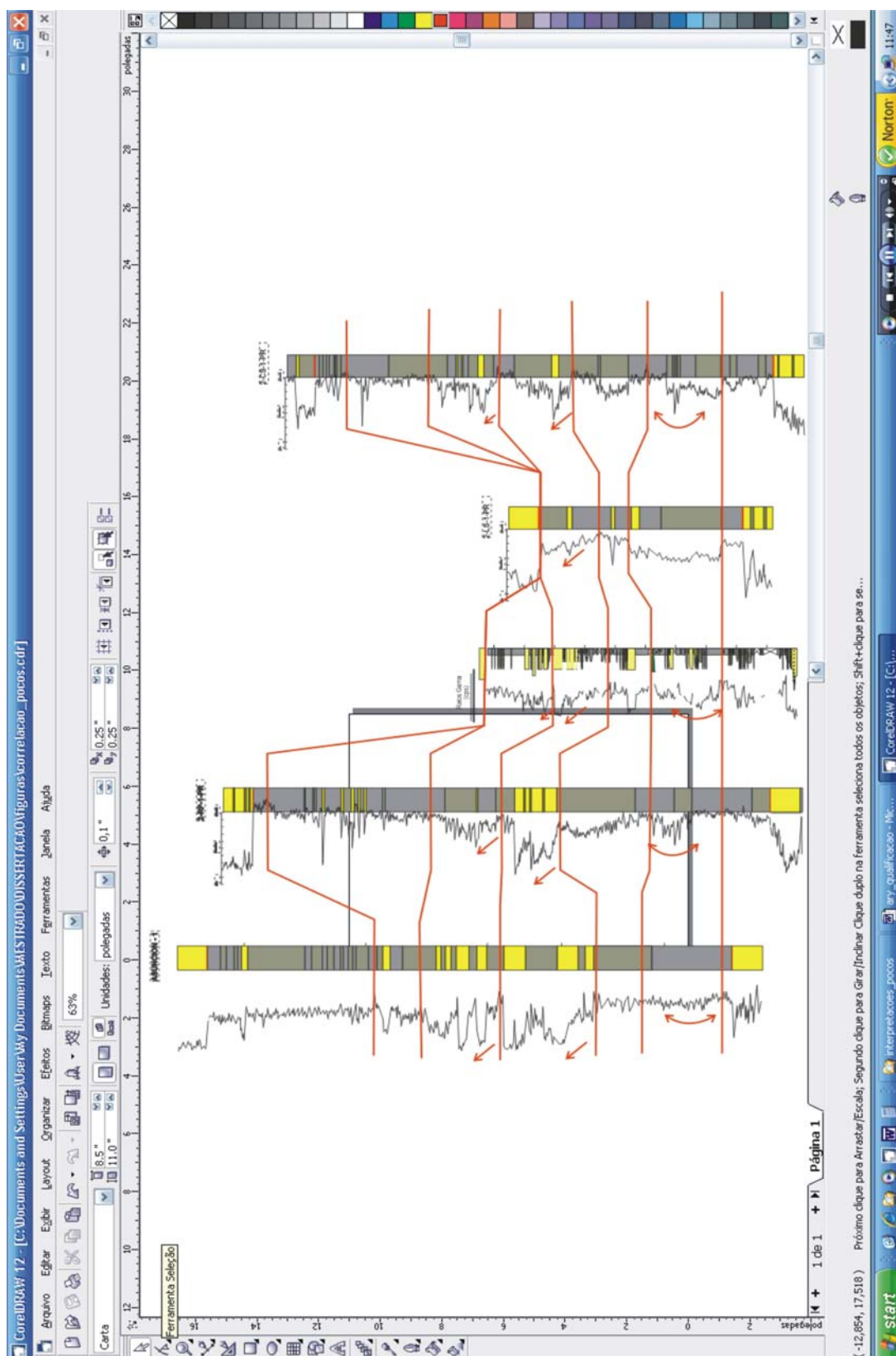


Figura 4.4 – Captura de tela demonstrando a correlação entre poços com auxílio de software de edição de figuras.

#### 4.4. Construção de Mapas de Atributos

Após a organização, vetorização e digitalização dos perfis de poços foi feito o preparo dos mapas de isocurvas, os quais foram interpolados pelo método de *krigagem* no *software Surfer 8*. Para isso foi montada uma tabela (Figura 4.6 e Figura 4.7) em *software* Microsoft Excel onde para cada poço, foram inseridas colunas referentes a coordenadas, cota do topo e base, espessura total, isolitas de arenito, isolitas de folhelho, isolitas de diabásio, isolitas sem diabásio, razão arenito/pelito, porcentagem de arenito, etc. Estas colunas foram repetidas tanto para toda Formação Ponta Grossa, quanto para cada membro interno à formação.

A seguir será definido o significado e características de cada parâmetro registrado:

→ Coordenadas: coordenadas originais em UTM - zona 22S – datum Córrego Alegre. Algumas coordenadas originais em sistema cartesiano precisaram ser transformadas em UTM com o auxílio de programas de conversão dispostos na Internet (<http://franson.com>).

→ Cota do topo: cota altimétrica em metros referenciada pelo nível do mar do topo de ocorrência da unidade dentro do poço.

→ Cota da base: cota altimétrica em metros referenciada pelo nível do mar da base de ocorrência da unidade dentro do poço.

→ Espessura total: Espessura total em metros do intervalo de ocorrência da formação incluindo as soleiras de diabásio. Pode ser obtido pela diferença entre a cota da base e a cota do topo.

→ Isopacas: Espessura em metros de todo intervalo da/do formação/membro, sendo eliminada a espessura dos diabásios.

→ Isolitas de arenito: Espessura em metros obtida da soma das camadas arenosas de toda a/o formação/membro.

→ Isolitas de folhelho: Espessura em metros obtida da soma das camadas argilosas de toda a/o formação/membro.

→ Isolitas de siltito: Espessura em metros obtida da soma das camadas siltosas de toda a/o formação/membro.

→ Isolitas de diabásio: Espessura em metros obtida da soma das soleiras de diabásios da Formação Serra Geral intrudidas em toda a formação.

→ Razão arenito/pelito: Valor obtido da divisão das isolitas de arenito pela soma de isolitas de siltito e isolitas de folhelhos. Valores elevados significam que na formação/membro existe alto teor de areias e baixo teor de pelitos e para valores baixos a recíproca é válida.

→ Porcentagem de arenito: Valor obtido do cálculo de porcentagem tendo por base isolitas de areia e isopacas da/do formação/membro. A porcentagem de arenito é interessante para a visualização de porções onde a formação é mais "limpa", ou seja, com pouca intercalação de pelitos.

→ Seleção de arenitos com base em raios gama: Esta técnica consiste em selecionar e medir as espessuras dos arenitos com menor valor de radioatividade e defini-los como 100 % limpos e os picos de maior radioatividade referentes a folhelhos como 0 % limpos (Figura 4.5). Foram elaborados quatro mapas de isolitas de corte de teor de argila para o Membro Tibagi, sendo teores de 60, 70, 80, 90 % de areia.

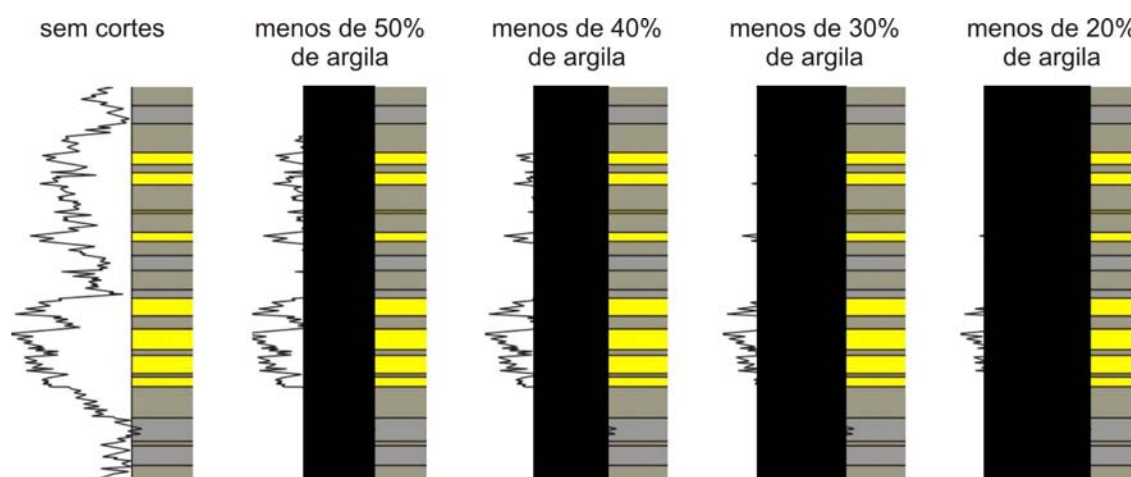


Figura 4.5 – Ilustração da identificação de arenitos com menor quantidade de argila baseada no corte de intervalos com elevado valor de raios gama

Os mapas de isocurvas forneceram excelentes informações referentes a indícios e tendências de aporte sedimentar e preenchimento da bacia. Os mapas de isocurvas são apresentados no capítulo 4.8 desta dissertação.



Microsoft Excel - pocos\_fm\_pg\_membros

Arquivo Editar Exibir Inserir Formatar Ferramentas Dados Tabela Ajuda Adição PDF

Anal

AV66

1

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
	Localidade	Prelio	Cola da boca	X	Y	Trapo	Bon	Exposures	Índice de vacuo	Formação Ponta Grossa	Índice de rãbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio	Índice de diâbio
2	Alcobaça	2-AN-1PR	401,00	21412	7255013	5167	5913	358	109	89	122	36	320	0,517	34,863	-4755,00	84	40	44	54	30	14	1800
3	Alto Guayana	2-AG-1MT	754,00	21100	8122038	1300	850	460	77	383	286	174	654	0,201	8,729	-342,00	111	13	98	13	98	0	0
4	Apuarema	2-AP-1SP	828,00	477075	7402543	3250	418	828	172	184	286	174	654	0,201	8,729	-342,00	111	13	98	13	98	0	0
5	Apuarema	2-AP-1SP	828,00	477075	7402543	3250	418	828	172	184	286	174	654	0,201	8,729	-342,00	111	13	98	13	98	0	0
6	Apuarema	2-AP-1SP	828,00	477075	7402543	3250	418	828	172	184	286	174	654	0,201	8,729	-342,00	111	13	98	13	98	0	0
7	Assunção	2-AS-1PR	527,50	44225	7286045	1823	2555	488	88	127	218	53	433	0,255	20,223	-1745,00	115	0	115	48	67	48	0,778
8	Chapado de Abreu	1-CA-1PR	527,50	44225	7286045	1823	2555	488	88	127	218	53	433	0,255	20,223	-1745,00	115	0	115	48	67	48	0,778
9	Chapado do Sol	2-CS-1PR	821,54	402240	7238440	3128	3794	668	13	167	189	287	379	0,036	3,430	-2206,46	105	0	105	42	63	42	0,687
10	Chapado do Sol	2-CS-1PR	821,54	402240	7238440	3128	3794	668	13	167	189	287	379	0,036	3,430	-2206,46	105	0	105	42	63	42	0,687
11	Cuaba Paulista	2-CB-1SP	872,00	322386	7500000	4712	5055	343	161	67	115	0	143	0,085	46,239	-3825,00	104	0	104	50	54	50	0,928
12	Cuaba Paulista	2-CB-1SP	872,00	322386	7500000	4712	5055	343	161	67	115	0	143	0,085	46,239	-3825,00	104	0	104	50	54	50	0,928
13	Dourados	2-DD-1MS	450,00	196579	7532536	3823	3883	34	2	32	32	32	32	0,083	5,882	-3733,00	34	2	32	32	32	32	0,000
14	Galvão	1-GO-1SC	907,81	329455	7080761	3678	3727	61	20	41	20	41	61	0,000	0,000	-2783,19	61	0	61	42	19	42	2,211
15	Jarai	2-JA-1GO	633,90	417278	8020505	1700	1874	274	111	30	133	83	547	0,681	40,511	-1850,10	36	0	36	19	17	19	1,118
16	Joaquim Tinoca	2-JT-1PR	578,00	696585	7403878	1337	1589	652	22	22	22	22	22	0,265	20,962	-753,00	72	10	62	72	0	62	0,000
17	Lagoa Azul	2-LA-1SP	407,50	524031	7689415	3593	3573	59	28	28	28	28	28	0,000	0,000	-3605,50	60	0	60	33	27	33	1,222
18	Laranjeiras do Sul	2-LS-1PR	827,00	357586	785543	3593	3573	59	28	28	28	28	28	0,000	0,000	-3605,50	60	0	60	33	27	33	1,222
19	Montevidelo	2-MO-1PR	674,00	513128	7704130	821	1471	650	24	225	158	243	407	0,083	5,887	11,50	117	10	107	60	57	60	1,053
20	Paraguai Paulista	2-PP-1SP	474,00	541739	7520591	2553	3608	53	24	7	22	22	22	0,028	45,283	-3073,00	34	2	32	32	32	32	0,000
21	Pinhão	1-PH-1PR	1193,10	440710	7143450	2586	3387	201	171	20	10	10	10	0,000	0,000	-1875,50	95	2	93	7	88	5	0,080
22	Piranga	1-PT-1PR	1009,00	424032	7242559	3378	3760	382	19	54	76	123	249	0,083	7,631	-2383,00	106	2	104	53	53	51	1,000
23	Rio Apore	2-RA-1MS	571,70	356578	7195374	3200	3550	350	60	103	167	645	350	0,236	22,857	-3823,30	56	11	45	39	17	28	2,234
24	Rio Ivaí	2-RI-1PR	297,20	250231	7419033	3720	4425	1065	39	170	251	645	460	0,093	8,478	-3422,80	92	2	90	95	77	13	0,195
25	Rio Piquari	2-RP-1PR	538,76	338966	7252967	2688	4478	890	45	248	139	460	430	0,107	9,455	-3052,40	110	0	110	31	79	31	0,292
26	Rio Segredo	1-RS-1PR	838,00	337865	786127	3145	3485	350	7	59	211	71	279	0,026	2,599	-2207,00	113	5	108	72	41	67	1,798
27	Rondador	1-RO-1PR	779,00	377766	727717	3679	4453	774	56	153	222	343	431	0,149	12,953	-2940,00	105	19	146	128	27	103	5,111
28	Saurel	1-SA-1SP	727,50	691015	7424386	2318	2259	21	10	21	0	0	21	0,000	0,000	-850,50	21	0	21	21	21	21	0,000
29	Seara	1-SE-1SC	671,00	371333	6996369	3004	3325	121	10	90	61	60	60	0,200	16,887	-2333,00	60	0	60	50	10	60	5,000
30	Tauba	2-TB-1SP	594,00	464300	7530950	4454	404	36	88	59	222	181	185	0,000	0,000	-957,00	61	0	61	36	25	36	1,440
31	União da Vitória	2-UV-1PR	783,00	496589	7103254	1725	1859	144	123	8	11	11	11	0,000	0,000	-957,00	61	0	61	36	25	36	1,440
32	Trilmeaco Bocha	2-TB-1PR	850,00	95212	7288306	0	0	262	45	183	34	262	262	0,207	17,176	860,00	142	14	128	24	189	10	0,203
33	Emmalda	1-ES-1PR	317,26	442325	6883035	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
34	Rio Chapadão	1-RC-1SC	842,95	696250	6872225	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35	São Joaquim	1-SJ-1SC	1427,95	696250	6872225	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
36	Macombas	1-MB-1SC	943,00	525869	6977497	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
37	Abelardo Luz	2-AL-1SC	1014,10	382225	7075859	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
38	Anhembi	1-AN-1SP	497,44	789250	7473200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
39	Pratiolândia	1-PA-1SP	568,00	69005	7514430	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	Rio Ivaí	2-RI-1PR	297,20	250231	7419033	3720	4425	1065	39	170	251	645	350	0,236	22,857	-3823,30	56	11	45	39	17	28	2,234
41	Olímpia	2-OL-1SP	496,40	78472	776250	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
42	Araras	1-AR-1SP	485,00	633955	7483717	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
43	Carolina Pires	1-CP-1SP	682,00	767660	7412900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
44	Parajapanema	2-PJ-1SP	698,50	727356	7406887	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45	Taubaí	1-TI-1SP	888,40	439680	7627876	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Plan1Plan2Plan3

Pronto

start

any qualificação - M...

Microsoft Excel - poc...

CoreDRAW 12 - [C]...

Norton

11:50

Figura 4.6 – Captura de tela mostrando a tabela de atributos dos poços utilizados para construção dos mapas de isocurvas.





#### **4.5. Interpretação de Processos Depositionais**

As propriedades de intervalos de potencial reservatório são reflexo dos processos sedimentares envolvidos no transporte e deposição das fácies somado aos fenômenos diagenéticos. Dessa forma, a distinção de processos sedimentares com base em análise de fácies disponibiliza informações importantes para a predição das características geológicas dessas rochas.

A interpretação das fácies e associações de fácies dos arenitos estudados foi feita com base em modelos clássicos de preenchimento de bacias sedimentares (Galloway & Hobday, 1996; Miall, 1990; Miall & Tyler, 1991, Walker, 1984). Sabe-se que o modelo faciológico investigado envolve fácies de ambientes siliciclásticos, e resta então elucidar dúvidas referentes a qual tipo de processo gerou tais depósitos; se o modelo de progradações deltaicas características de plataforma externa dominada por tempestades, proposto por Assine (1996); ou se o modelo de regressão forçada proposto por Bergamaschi (1999), onde os arenitos do Membro Tibagi representariam o evento de queda do nível de base com retrabalhamento do material arenoso proximal que foi lançado plataforma afora.

#### **4.6. Análise de Seqüências**

Tomando-se como base o conceito de Seqüência Depositional (conjunto de estratos geneticamente relacionados limitados em topo e base por discordâncias ou por suas concordâncias correlatas) (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1990), foi feito o reconhecimento das descontinuidades, seqüências e tratos de sistemas deposicionais para unidade em estudo.

A interpretação dos limites de seqüências, ciclos de granocrescência e granodecrescência, superfícies de inundação e tratos de sistemas deposicionais reconhecidos a partir de perfis compostos construídos em campo e de perfis de poços profundos foi base para a definição de um modelo de evolução estratigráfica do Membro Tibagi.

#### **4.7. Perfis Gamaespectrométricos**

A perfilagem de raios-gama é uma das ferramentas da geofísica mais comuns na análise de estratigrafia de seqüências, pois com ela é possível visualizar a distribuição vertical de rochas, superfícies de contato brusco ou

gradativo e principalmente informações sobre as tendências de afinamento/engrossamento granulométrico. Com isso é possível identificar e correlacionar superfícies em diversos poços, tais como superfícies de máxima inundação, progradações, entre outras.

Tendo esta premissa, o presente trabalho busca mostrar a utilização do método gamaespectrométrico em superfície, empregado em afloramentos da Formação Ponta Grossa (Devoniano da Bacia do Paraná), e assim melhor entender a distribuição de seus litotipos, fazer correlações entre estes dados e os de poços profundos, e com isso fornecer subsídios para que se possa empregar a metodologia de modelos análogos, com ênfase nos arenitos da porção média da unidade (Membro Tibagi).

Os levantamentos gamaespectrométricos foram realizados em pontos da faixa aflorante da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná, nas cidades de Jaguariaíva, Arapoti, Ponta Grossa e Tibagi (Figura 2.1).

- Perfil Jaguariaíva – (ponto Tib 15) – Rodovia PR-092 entre as cidades de Jaguariaíva e Arapoti – UTM 628633/7317456

- Perfil Arapoti – (ponto Trans 01) – Rodovia PR-092 entre as cidades de Jaguariaíva e Arapoti – UTM 628633/7317456

- Perfil Ponta Grossa – (ponto PG 19)– Margem do Rio Tibagi – estrada entre o bairro Santa Paula e a cidade de Teixeira Soares – UTM 572811/7219426

- Perfil Tibagi – (ponto Tib 06)– Rodovia PR-340 entre as cidade de Tibagi e Telêmaco Borba – UTM 556159/7290187 até 549058/7293061.

O perfil Jaguariaíva foi feito com o intuito de apenas calibrar e averiguar a praticidade e confiabilidade do método.

O perfil Arapoti foi feito nas Camadas de Transição, com objetivo de identificar as sutis variações de argilosidade da transição entre as formações Furnas e Ponta Grossa.

O perfil Ponta Grossa foi feito em um único corpo que grada de folhelhos para arenitos, onde ocorrem belas exposições de estruturas sedimentares a partir das quais podem ser feitas importantes interpretações para correlação tendo em vista modelos análogos de poço e superfície.

O perfil Tibagi é o mais importante, pois está localizado no eixo do Arco de Ponta Grossa, região onde a Formação Ponta Grossa tem a seção mais representativa, aflorando os membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos num total de aproximadamente 250 m de espessura. Além disso, a estrada na qual o perfil foi levantado é disposta perpendicularmente à faixa de afloramentos da formação, descartando a necessidade de correções de espessura real e espessura aparente. O perfil inicia-se no primeiro corte da estrada junto à ponte do Rio Tibagi, onde afloram os litotipos das camadas de transição entre as formações Furnas e Ponta Grossa, estendendo-se até o topo da Serra dos Borges, local onde afloram os arenitos da base do Grupo Itararé, cobrindo a distância de aproximadamente 17 Km.

A construção dos perfis consistiu no simples levantamento de campo (Figura 4.8) com elaboração do perfil litológico/estratigráfico simultaneamente às leituras gamaespectrométricas, onde as medidas de espessura da seção foram feitas com visadas em bússolas com clinômetro.

Foram utilizados dois aparelhos gamaespectrômetros pertencentes ao Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada (LPGA) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

Primeiramente foram feitas aferições em perfis de poucos metros de espessura com o gama-espectrômetro GS-500 (Scintrex/Geofyzika), a partir das quais notou-se a viabilidade do método. Apesar de prover resultados satisfatórios, o tempo de leitura deste modelo de aparelho é extremamente elevado, podendo chegar a mais de 5 minutos para cada ponto.

O gama-espectrômetro GS-512 (Scintrex/Geofyzika), tem o tempo de leitura variável e armazena as informações de leitura de cada intervalo gamaespectrométrico e espectros em sua memória, podendo ser descarregado diretamente de sua memória para um micro-computador. Os valores são adquiridos em ROIs (unidade básica de leitura gamaespectrométrica), os quais são convertidos pelo próprio aparelho para CT (cps), K (Ueq.), U (%) e Th (ppm). Tal transformação é possível graças à calibração do equipamento junto ao CNEN (Comissão Nacional de Energia Nuclear).

Ao longo dos 250 m de espessura da Formação Ponta Grossa no Perfil Tibagi foram feitas medidas espaçadas de 1 m nos folhelhos e 0,5 m nos arenitos, totalizando 310 leituras com tempo de aquisição de 2 minutos cada.

O processamento dos dados foi feito de através do *software* Microsoft Excel. Todos os valores adquiridos foram incluídos em uma planilha a partir da qual foram feitos gráficos com valores de altura da leitura no eixo y e valores de cada variável (CT, K, U e Th) no eixo x. Com isso os resultados foram gráficos gamaespectrométricos similares aos perfis de poços profundos, onde picos de alta radioatividade representam rochas argilosas e picos de baixa radioatividade representam rochas arenosas.



Figura 4.8 – Aquisição gamaespectrométrica em campo utilizando o gamaespectrômetro GS-512.

#### **4.7.1. Perfis gamaespectrométricos resultantes**

O Perfil de Jaguariaíva foi o primeiro resultado obtido, a partir do qual se obteve a confirmação da credibilidade dos aparelhos e do método empregado. O afloramento possui pouca espessura e variação litológica similar à dos demais perfis da Formação Ponta Grossa, além disso, o gamaespectrômetro apresentou resposta fiel à esperada para cada litotipo e cada camada. A Figura 4.9 representa o afloramento do Perfil Jaguariaíva sobreposto pelas curvas gamaespectrométricas obtidas pelos gamaespectrômetros GS-500 e GS-512, onde é possível notar com nitidez a diminuição nos valores de radioatividade nas camadas arenosas (setas amarelas) e a franca diminuição dos valores a partir do espesso pacote arenoso superior correspondente ao Grupo Itararé.

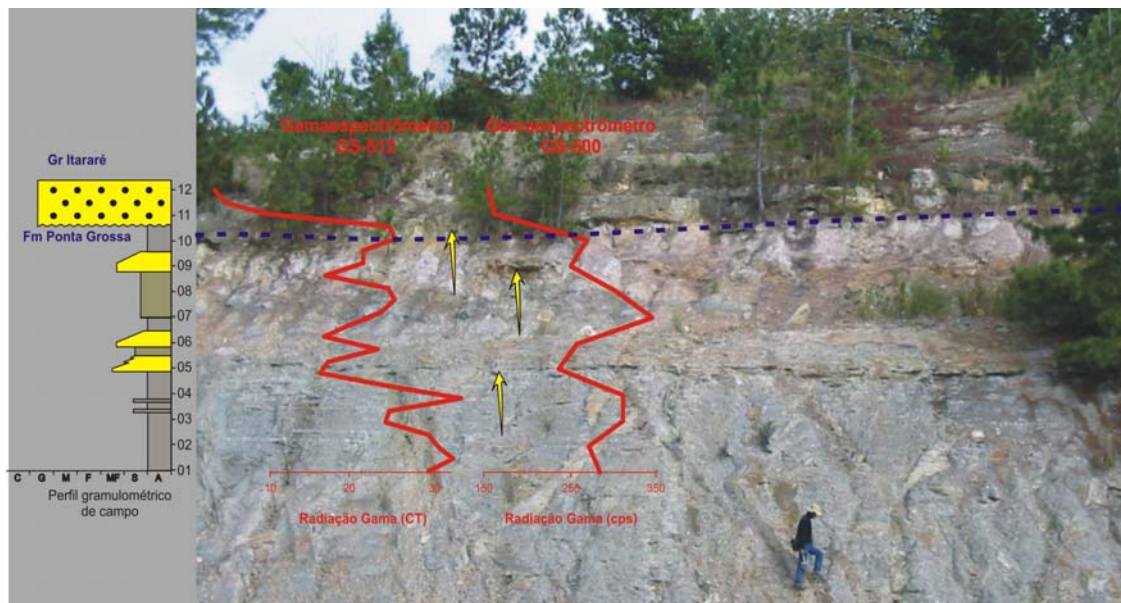


Figura 4.9 - Perfil Jaguaraiá com evidente fidelidade das medidas gamaespectrométricas: notar a diminuição dos valores gamaespectrométricos nos horizontes correspondentes a camadas arenosas indicadas pelas setas amarelas.

O resultado mais expressivo foi o do Perfil Tibagi, adquirido com o gamaespectrômetro GS-512, nele foi possível observar todas as características que se esperava para o intervalo amostrado. Os bons resultados se deram graças à boa calibração do equipamento junto ao CNEN e à qualidade dos afloramentos aferidos.

Das quatro variáveis adquiridas (CT, K, U e Th), a que deu resultado mais preciso e mais coerente para a análise estratigráfica pretendida foi a CT (Contagem Total). Para entender tal coerência foi preciso elaborar perfis comparativos e gráficos de dispersão entre valores das variáveis (CT, K, U e Th) e seus respectivos ROIS (Figura 4.10). Se por um lado o perfil comparativo U/ROI 3 apresenta extrema divergência entre as curvas, por outro o perfil comparativo CT/ROI 1 apresenta pouca dispersão. Da mesma forma, o gráfico de dispersão U/ROI 3 apresenta uma nuvem dissipada de pontos e R2 igual 0,7468 evidenciando a acentuada dispersão e calibração do equipamento sofrível para tal variável, enquanto o gráfico de dispersão CT/ROI 1 apresenta pontos alinhados uniformemente e R2 igual a 1, evidenciando boa precisão das leituras e da calibração do equipamento para tal variável.

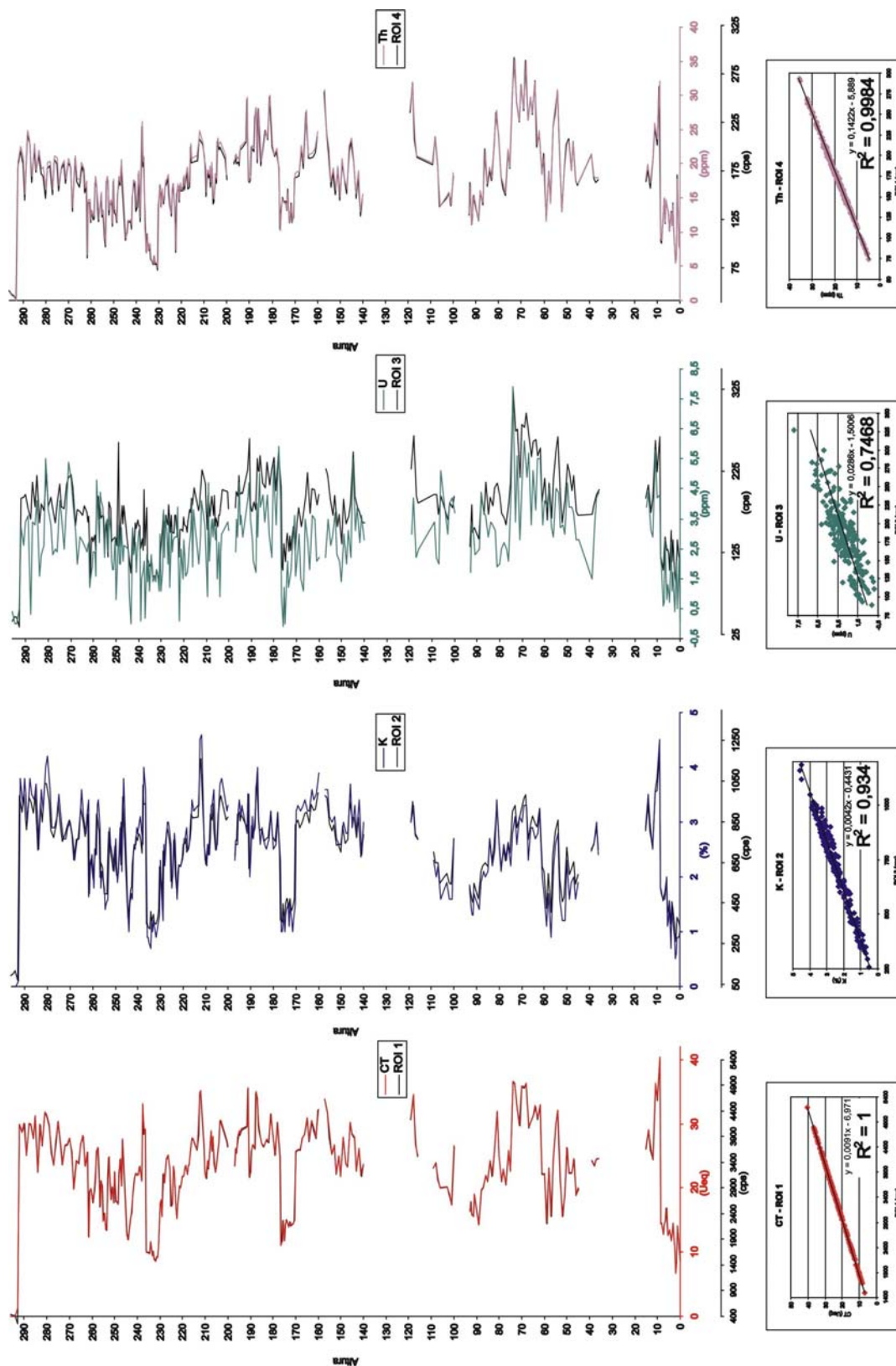


Figura 4.10 – Perfis comparativos e gráficos de dispersão entre valores de CT, K, U, Th e seus respectivos ROIs.



Uma vez averiguada a precisão das leituras, alinhou-se o perfil gamaespectrométrico ao perfil estratigráfico vertical levantado concomitantemente em campo e mais uma vez o resultado foi bem-sucedido, pois as camadas de folhelho descritas no perfil estratigráfico coincidiram com picos de elevada radioatividade (Figura 4.11 - setas vermelhas) no perfil gamaespectrométrico enquanto camadas arenosas coincidiram com picos pouco radioativos (setas azuis).

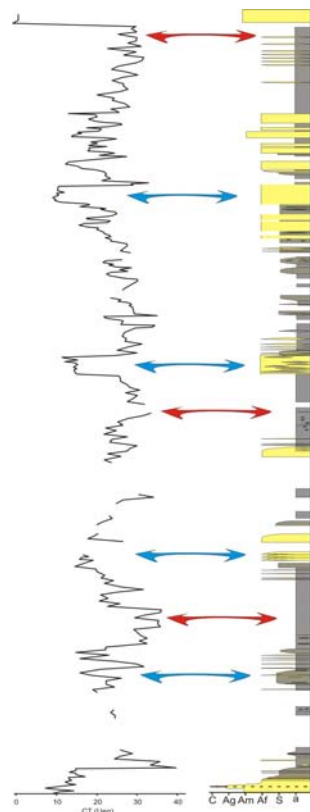


Figura 4.11 – Perfis gamaespectrométrico e estratigráfico com perfeita combinação entre picos radioativos e os litotipos equivalentes. (setas vermelhas indicam picos de alta radioatividade equivalentes a níveis argilosos / setas azuis indicam picos de baixa radioatividade equivalentes a níveis arenosos).

Outro bom resultado foi obtido da comparação do perfil gamaespectrométrico com o perfil de COT (Carbono Orgânico Total) levantado por Bergamaschi (1999) na mesma seção (Figura 4.12). Níveis estratigráficos com elevado valor de COT representam intervalos de preservação de matéria orgânica relacionados a grande deposição de material orgânico e pouca presença de oxigênio, que segundo o autor representariam Superfícies de Inundação Máxima.

Níveis de elevada radioatividade no perfil gamaespectrométrico representariam maior concentração de argilas, num ambiente com menor energia e redutor, referentes a porções restritas ou Superfícies de Inundação Máxima.

Ao comparar os perfis notou-se a similaridade entre as prováveis Superfícies de Inundação Máxima, elevando a credibilidade de ambos métodos.

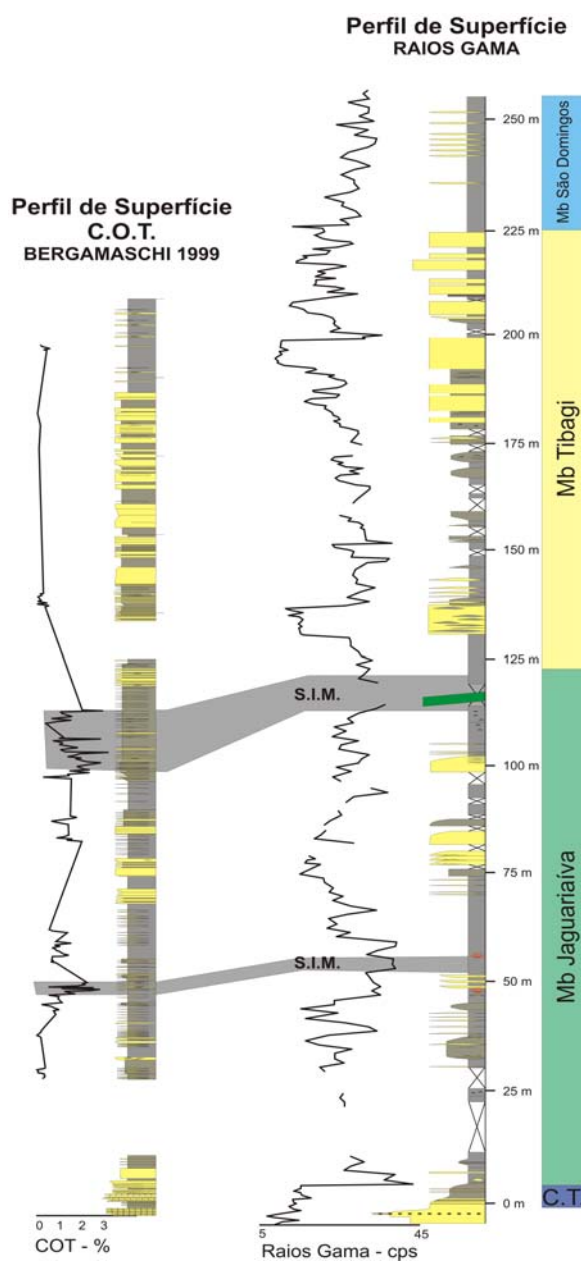


Figura 4.12 – Comparação e identificação de Superfícies de Inundação Máxima entre o perfil gamaespectrométrico e de Carbono Orgânico Total (Bergamaschi, 1999).



Por fim foi feita a comparação do perfil gamaespectrométrico de superfície com os perfis de poços profundos que atravessam a Formação Ponta Grossa na Bacia do Paraná (Figura 4.13), onde se detectou a excelente correlação entre perfis. Na Figura 4.13 as setas vermelhas indicam intervalos com tendências similares, os quais são representativos do empilhamento sedimentar da formação e por isso importantes para o entendimento da evolução estratigráfica da mesma.

O outro perfil, levantado em Arapoti foi útil na observação do padrão granodecrescente das Camadas de Transição conforme observado na Figura 5.2.

O perfil Ponta Grossa apresentou-se como ferramenta perfeita na descrição de afloramentos e amarração de dados de superfície e subsuperfície na óptica de modelos análogos, conforme apresentado na Figura 5.20.

A ferramenta de perfilagem gamaespectrométrica foi utilizada no amparo a um trabalho de cunho estratigráfico o qual tem como premissa o conceito de modelos análogos, onde o estudo de subsuperfície é entendido graças a modelos similares em superfície. Então, se por um lado temos os dados de subsuperfície com pouca informação direta das características das rochas, por outro graças ao perfil gamaespectrométrico de superfície e a similaridade entre perfis, o estudo por analogia entre superfície e subsuperfície se torna possível, agora sabendo exatamente as características litológicas de cada intervalo.

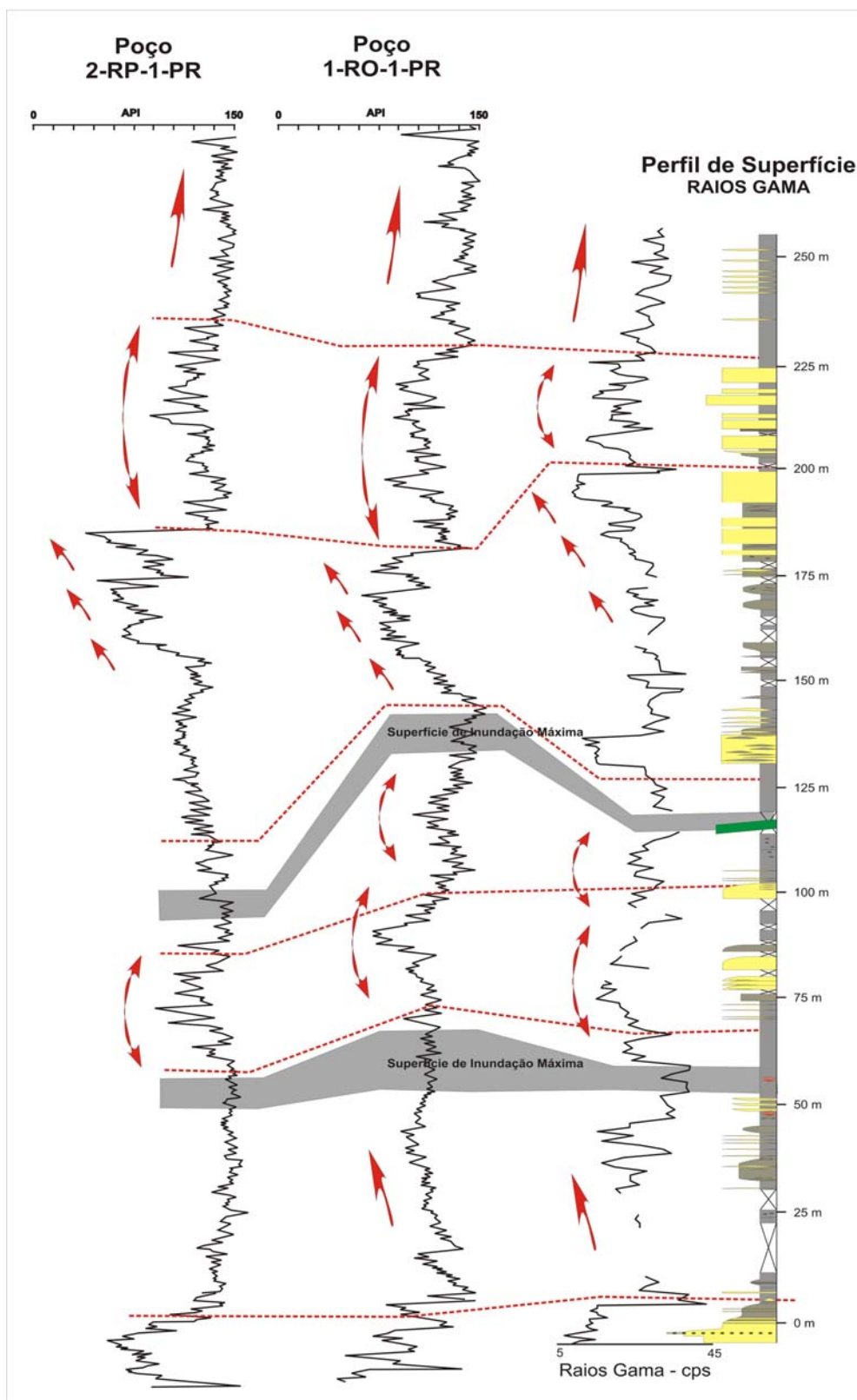


Figura 4.13 – Correlação entre perfis gamaespectrométricos de subsuperfície e superfície. Notar a boa correlação entre tendências dos gráficos.

#### **4.8. Dificuldades Metodológicas**

Trabalhar com dados geológicos em uma bacia da dimensão da Bacia do Paraná é um desafio e as dificuldades existentes podem acarretar em erros que devem ser levados em consideração no memento do entendimento dos resultados.

A seguir serão apresentadas as principais dificuldades encontradas e também os possíveis erros decorrentes destas dificuldades.

→ Dificuldade 1: Ausência de trabalhos de campo na porção norte (estados de Mato Grosso e Goiás) e sul (Uruguai) da bacia causada pela falta de recursos logísticos devido às distâncias a serem percorridas.

# Efeitos: As análises estratigráficas regionais foram feitas com dados obtidos da bibliografia mesclados aos dados obtidos apenas no Estado do Paraná, causando carência de um raciocínio regional crítico.

→ Dificuldade 2: Pouca quantidade e má qualidade de afloramentos do Membro Tibagi no Estado do Paraná devido à elevada alteração intempérica. Da faixa de afloramentos de 200 x 20 quilômetros de extensão, foram descritos apenas 12 afloramentos contendo exemplares de arenitos do Membro Tibagi, havendo apenas um perfil completo deste intervalo na estrada que liga Tibagi a Telêmaco Borba.

# Efeitos: Dificuldade de visualização das variações verticais e horizontais das fácies.

→ Dificuldade 3: Em toda porção brasileira da Bacia do Paraná, dispunha-se de apenas 32 poços que atravessam a Formação Ponta Grossa por completo, sendo que nem todos continham dados de perfis geofísicos. Dividindo a área da porção brasileira da Bacia pelo número de poços, chega-se a uma área de 31000 Km<sup>2</sup>, que corresponde à área de cobertura de cada poço. Este valor extremamente alto é agravado pelo fato dos poços não serem distribuídos de forma uniforme, como no caso dos estados do Paraná, São Paulo e Santa Catarina que tem a maior quantidade de poços e os estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás.

# Efeitos: A visualização da continuidade dos intervalos é dificultada pela distância dos poços, fazendo com que a correlação entre poços não seja precisa. Da mesma forma as interpolações de softwares (ex. Surfer) pode dar resultados falseados.

→ Dificuldade 4: O intervalo de leitura dos perfis geofísicos de poço é de 20 a 30 cm, enquanto o dos perfis gamaespectrométricos de superfície é de 1 m em folhelhos e 50 cm em arenitos, devido ao tempo despendido e a fragilidade do equipamento de medida.

# Efeitos: A diferença de escala de amostragem dificulta a correlação entre perfis de superfície e poço e diminui a visualização detalhada dos dados de superfície. Mesmo assim, a tendência geral do empilhamento de litotipos é possível ser correlacionada.

→ Dificuldade 5: Carência de modelos consagrados na bibliografia a respeito de seqüências deposicionais em bacias intracratônicas do tipo rampa.

# Efeitos: Para a análise de seqüências foi necessária a criação de um modelo de seqüências deposicionais baseado apenas nos dados de afloramento e nos esparsos perfis de poços. Para a elaboração de um modelo mais robusto, é preciso existir maior quantidade de dados de subsuperfície e prosseguir nesta linha de raciocínio de forma mais detalhada.

→ Dificuldade 6: Carência de dados de subsuperfície para análise de Sistemas Petrolíferos.

# Efeitos: Algumas das variáveis constituintes do Sistema Petrolífero Devoniano necessitam ser mais bem estudadas tendo em mãos maior quantidade e melhor qualidade de dados.

## 5. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS

### 5.1. As Camadas de Transição

A denominação Camadas de Transição (Petri, 1948) implica em uma zona de transição entre arenitos costeiros do topo da Formação Furnas e folhelhos marinhos da base da Formação Ponta Grossa, cuja observação é evidente em muitos perfis de poços e também em superfície.

É de longa data a discussão a respeito da gênese das Camadas de Transição e acima de tudo a respeito de uma discordância na passagem entre as formações Furnas e Ponta Grossa. Autores como Petri (1948), Lange & Petri (1967), Soares *et al.* (1978), Soares (1992), Milani (1997) e Milani (2004) sustentam, com base na existência das Camadas de Transição, a idéia de uma passagem gradativa sem discordância entre as unidades. Contudo Bigarella & Salamuni (1967) postularam a teoria da existência de uma discordância, idéia revigorada por Zalán *et al.* (1987) que sugeriram um hiato de 10 Ma entre as formações.

Em campo as Camadas de Transição foram descritas em três afloramentos. No afloramento do ponto Trans 01 (Figura 2.1 e Figura 5.2) as camadas apresentam cerca de 25 m de espessura e nelas não foi identificado nenhum indicativo de discordância. Já no início do Perfil Tibagi (ponto TIB 8 - Figura 2.1) e na Fabrica de Papel de Arapoti (ponto Trans 02 - Figura 2.1) foi descrito um intervalo menos de 1 m de espessura logo acima da Formação Furnas e abaixo das Camadas de Transição composto por arenitos de granulação fina-média com intraclastos de argila e pequenos níveis argilosos intercalados e importantes níveis com concreções ferruginosas (Figura 5.1) indicativa de algum tipo de discordância.

A pesar da existência de tal crosta, aparentemente não houve grande perda de seção da Formação Furnas, e isto somado ao fato de não existir tal crosta no afloramento do ponto Trans 01, que está localizado entre os pontos Trans 01 e Perfil Tibagi, sugere uma discordância de pequena magnitude, talvez uma paraconformidade, com exposição em alguns setores e em outros não.

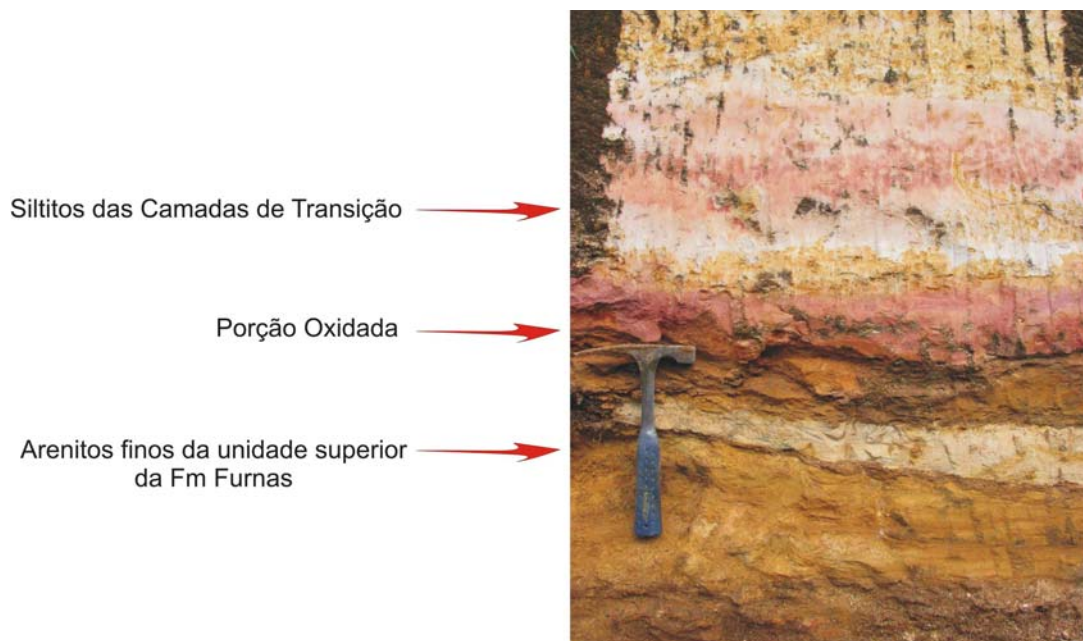


Figura 5.1 – Zona de contato entre as fms Furnas e Ponta Grossa (Camadas de Transição) contendo crostas oxidadas e intraclastos de argila (ponto Trans 2 - Figura 2.1).

Na Figura 5.2 são apresentados o perfil gamaespectrométrico/litológico do poço 2-TB-1-SP e o perfil gamaespectrométrico/granulométrico de 30 m de espessura levantado no ponto FAB 44 Trans 01 (Figura 2.1).

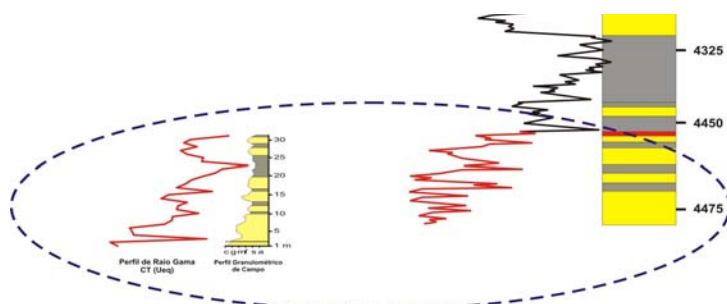


Figura 5.2 – Comparação de perfis gamaespectrométricos de superfície (esquerda) e do poço 2-TB-1-SP (direita) comprovando a existência das camadas de transição.

A ocorrência do horizonte oxidado fomenta a idéia das Camadas de Transição estarem inseridas no contexto da Formação Ponta Grossa, representando a entrada gradativa do mar sobre o intervalo superior da Formação Furnas brevemente exposto.

### **5.1.1. Mapas de isopacas das Camadas de Transição**

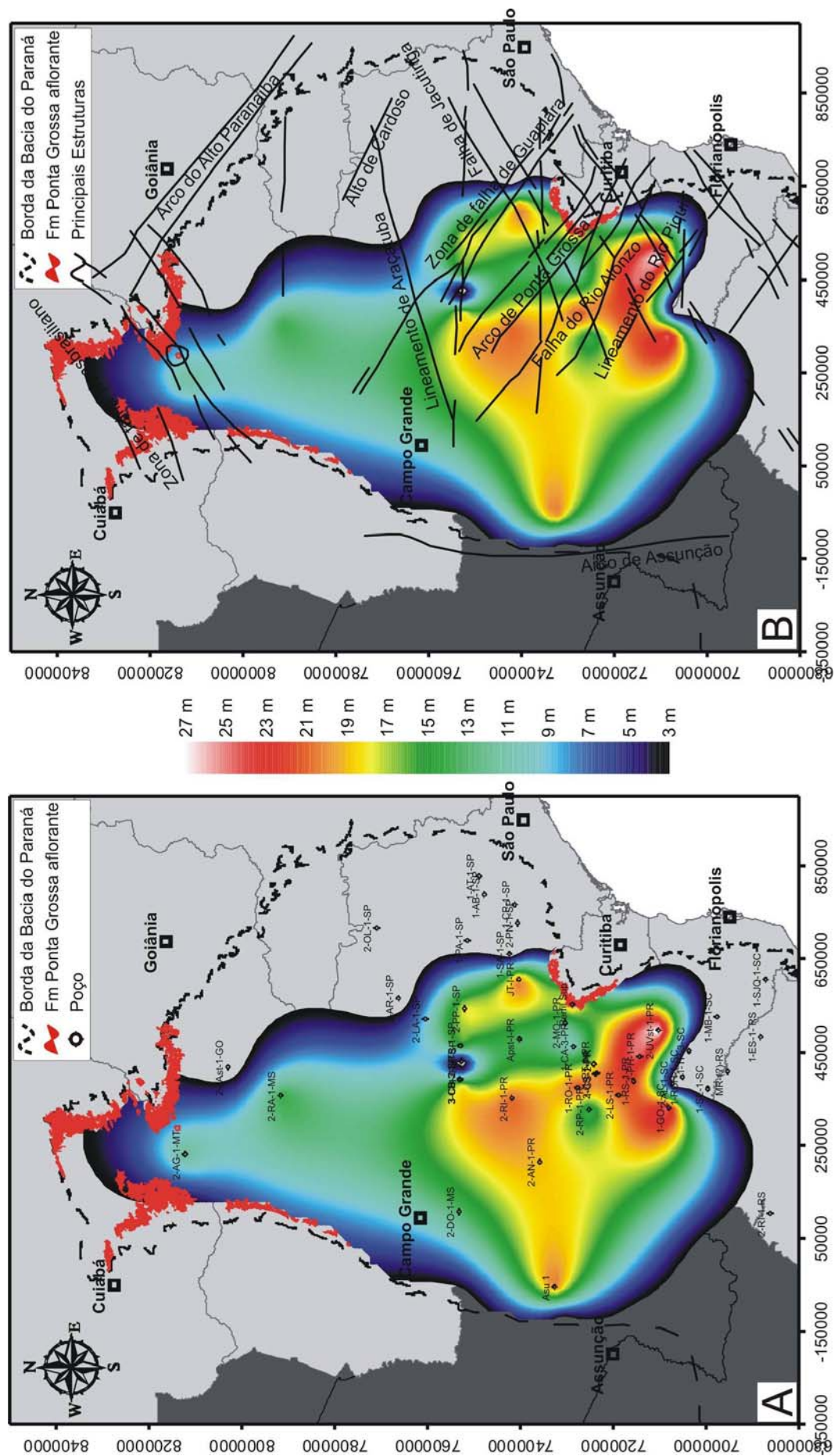
Para avaliar a ocorrência das Camadas de Transição em subsuperfície foi feita a interpretação de todos os perfis de poços e a construção do mapa de isopacas (Figura 5.3). O resultado comprovou a existência das camadas por grande parte da Bacia do Paraná, distribuídas em espessuras variando de 10 m a 27 m.

Percebemos, porém a franca diminuição de espessura das camadas na porção norte da bacia, isto devido a condições bacinais de borda onde algum tipo de erosão foi provocada pela própria deposição da Formação Ponta Grossa.

Aparentemente os grandes lineamentos estruturais não tiveram forte influência na distribuição das Camadas de Transição, e nem mesmo as duas sub-bacias (Alto Garças e Apucarana) apresentavam-se ativas.

O paleorelevo possuía morfologia relativamente suave, com depressões pouco pronunciadas em posições distas da bacia (como o baixo do Estado de Santa Catarina) e com altos onde houve pouca deposição das camadas (como o alto contínuo entre os poços 3-CB-3-SP e 1-CA-3-PR). Provavelmente nestes pequenos altos pode ter havido até perda de seção em momentos de sutil queda do nível do mar, enquanto nos baixos a deposição foi contínua. Talvez este seja o motivo pelo qual exista divergência entre autores no que diz respeito a existência ou não de uma discordância entre as formações Furnas e Ponta Grossa.







## **5.2. A Formação Ponta Grossa**

Recobrando a Formação Furnas, a partir das Camadas de Transição, a Formação Ponta Grossa é uma unidade predominantemente pelítica com intercalações esporádicas de corpos arenosos, depositada em ambiente tipicamente marinho raso (plataformar). A grande quantidade de fósseis como trilobitas, braquiópodos, acritarcas e quitinozoários confirma o fato da deposição marinha e fazem desta um importante horizonte de geração de hidrocarbonetos, principalmente gás, com teor de matéria orgânica de até 2% (Bergamaschi, 1999).

O conteúdo fossilífero também foi subsídio para datações feitas por Daemon *et al.* (1967) que definiram um intervalo de tempo de aproximadamente 33 Ma a partir do Emsiano até o Frasniano/Famenniano.

A mais representativa seção aflorante da Formação Ponta Grossa é aquela da estrada entre as cidades de Tibagi e Telêmaco Borba onde afloram cerca de 250 m de litotipos representantes das Camadas de Transição e dos membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos. Em subsuperfície o registro de maior espessura é o do poço Apucarana (2-AP-I-PR) onde a unidade alcança 654 m.

### **5.2.1. Mapas de isopacas da Formação Ponta Grossa**

O mapa de isopacas da (Figura 5.4-A) apresenta as espessuras totais da Formação Ponta Grossa sem soleiras de diabásio. A partir dele é possível notar a divisão da formação em dois depocentros principais (Assine, 1998), evidenciados pelos tons de cores quentes; um ao norte, denominado sub-bacia Alto Garças, e outro ao sul, denominado sub-bacia Apucarana.

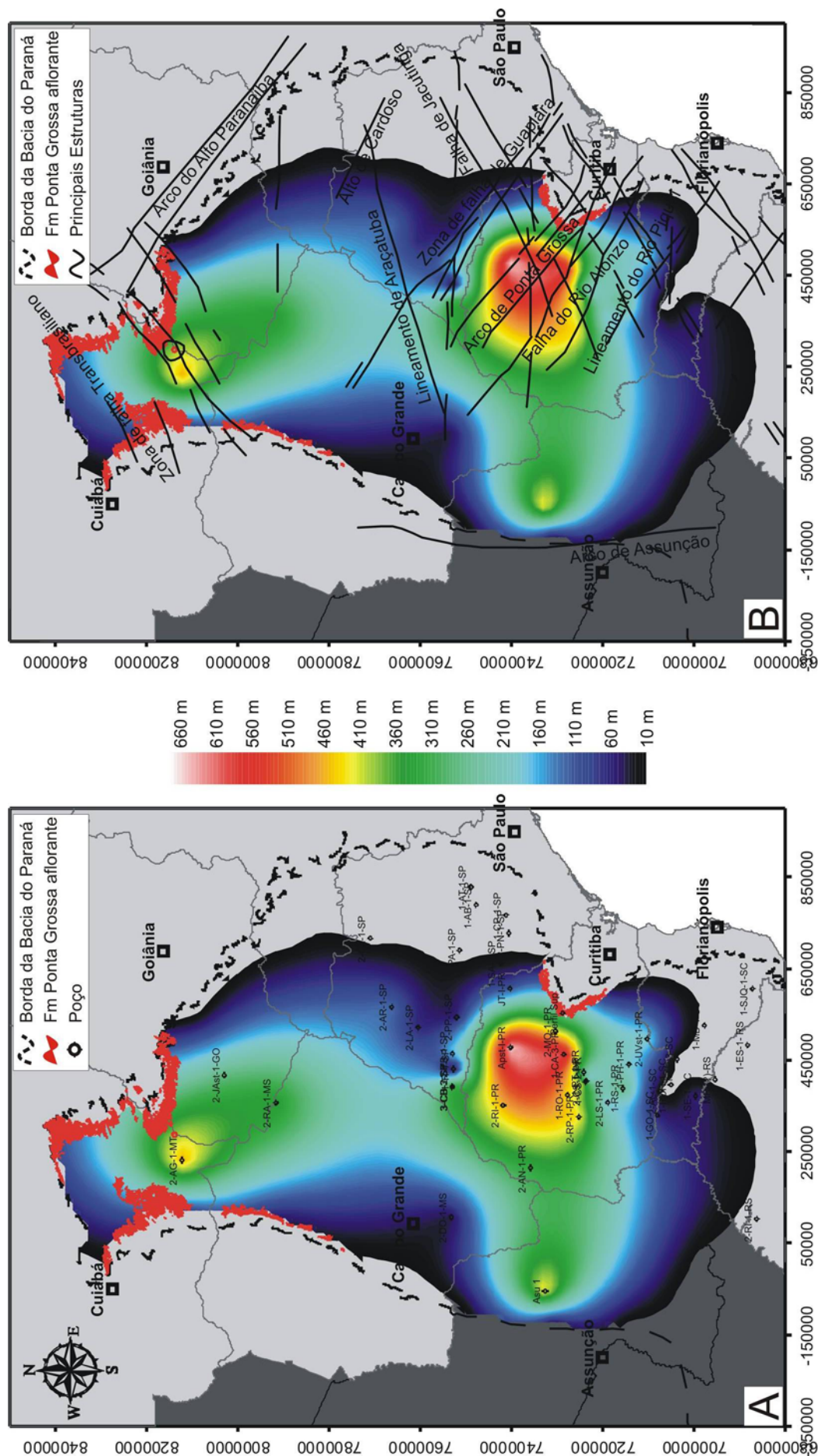


Figura 5.4 – Mapa de isopacas da Formação Ponta Grossa sobreposto pelo mapa de lineamentos (Zalán et al., 1987) evidenciando as duas sub-bacias (Apucarana-sul e Alto Garças-norte) e o forte controle estrutural na distribuição de espessura da unidade.

Apesar da baixa concentração de poços tornar a análise da influência das estruturas na distribuição da Formação Ponta Grossa consideravelmente imprecisa e tendenciosa, é possível notar forte influência de algumas das grandes estruturas de (Zalán *et al.*, 1987) (Figura 5.4-B). No cruzamento dos lineamentos de Guapiara, Araçatuba e Campo Grande existe um alto estrutural que divide as sub-bacias Alto Garças e Apucarana, já reconhecido por Assine (1998) como Alto de Três Lagoas. Na região do Arco de Ponta Grossa e da Falha do Rio Alonzo a unidade possui as maiores espessuras registradas, evidenciando atividade de tal estrutura já durante o Devoniano, funcionando como importante depocentro sindeposicional e/ou como baixo pós-deposicional, que proporcionou maior preservação da erosão carbonífera que dissecou boa parte da unidade.

No Estado de Santa Catarina, região dos poços 2-AL-1-SC e 1-RCH-2-SC, fica clara a delimitação da formação pelo Lineamento do Rio Piquiri, e na divisa dos Estado de Paraná e São Paulo a Zona de Falha de Guapiara delimita a unidade de forma ainda mais clara.

### **5.3. O Membro Jaguariaíva**

Unidade basal datada do Emsiano e contínua por grande parte da bacia, em geral possui espessuras de 100 m, mas que podem variar de 5 a 170 m. Constitui um importante horizonte homogêneo de folhelhos cinza ricos em fósseis e icnofósseis com intercalações esparsas de lâminas ou lentes de arenitos muito finos e siltitos.

Os folhelhos cinza consistem em camadas argilosas-siltosas, micáceos, fossilíferos e piritosos, maciços a laminados as vezes bioturbados (Figura 5.5). As estruturas predominantes são laminação plano paralela geradas por decantação de finos, cruzada por onda e muitas feições heterolíticas, além de *climbing ripples* formados em momentos de maior aporte sedimentar com combinação de decantação e tração.

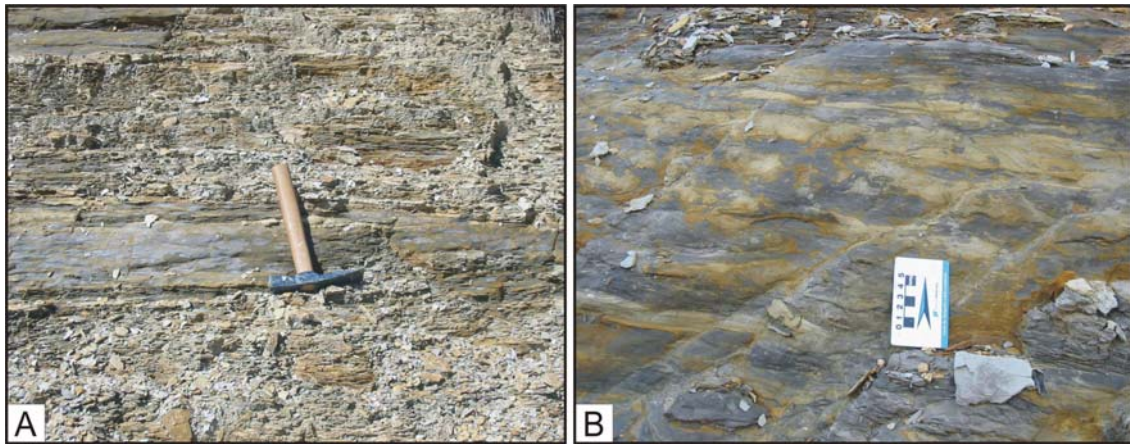


Figura 5.5 – Fotografias ilustrando o aspecto típico dos folhelhos do Mb Jaguaraiá - laminados e maciços (A) e intensamente bioturbados (B) (ponto TIB-08 - Figura 2.1).

Os poucos níveis arenosos ocorrem em bancos centimétricos, são de granulação muito fina, micáceos, e com intensa bioturbação. Alguns corpos são de ocorrência isolada e refletem momentos episódicos de maior energia com lançamento de material para dentro de uma plataforma rasa com leve retrabalhamento por ação de tempestades e/ou correntes de fundo. A Figura 5.6 ilustra uma destas línguas arenosas com estratificação *climbing ripples* em meio a folhelhos plataformais.



Figura 5.6 – Fotografia de lente arenosa com *climbing ripples* em meio a folhelhos (ponto TIB-08 - Figura 2.1).



Porém alguns corpos arenosos são contínuos lateralmente e aparecem como um registro sutil de engrossamento para o topo (*coarsening upward*) (Figura 5.7) que variam de 3 a 8 m de espessura, as quais foram interpretadas como parassequências que refletiriam maior aporte sedimentar, inseridos numa situação marinha transgressiva.

Num contexto geral, salvo por algumas oscilações no nível eustático, pode-se dizer que o Membro Jaguariaíva foi depositado em uma plataforma externa, abaixo do nível de ações de ondas de bom tempo, com baixa energia, porém com chegadas episódicas de conjuntos progradacionais que podem estar associados com pouca intimidade a barras de desembocaduras distais com maior influxo sedimentar dado em momentos de tempestades.

Os intervalos com alto teor de matéria orgânica e a presença de pirita revelam condições redutoras, que podem refletir Superfícies de Inundação Máxima (S.I.M.). Em campo, com auxílio do perfil de raios gama, foram reconhecidas dois destes intervalos, os quais coincidem com os perfis de COT de Bergamaschi (1999) (Figura 5.8), mas aparentemente o intervalo inferior é o mais representativo.



Figura 5.7 – Visão geral do Mb Jaguariaíva mostrando folhelhos com leve incremento de areia em direção ao topo, apesar da seqüência como um todo estar se tornando mais argilosa.

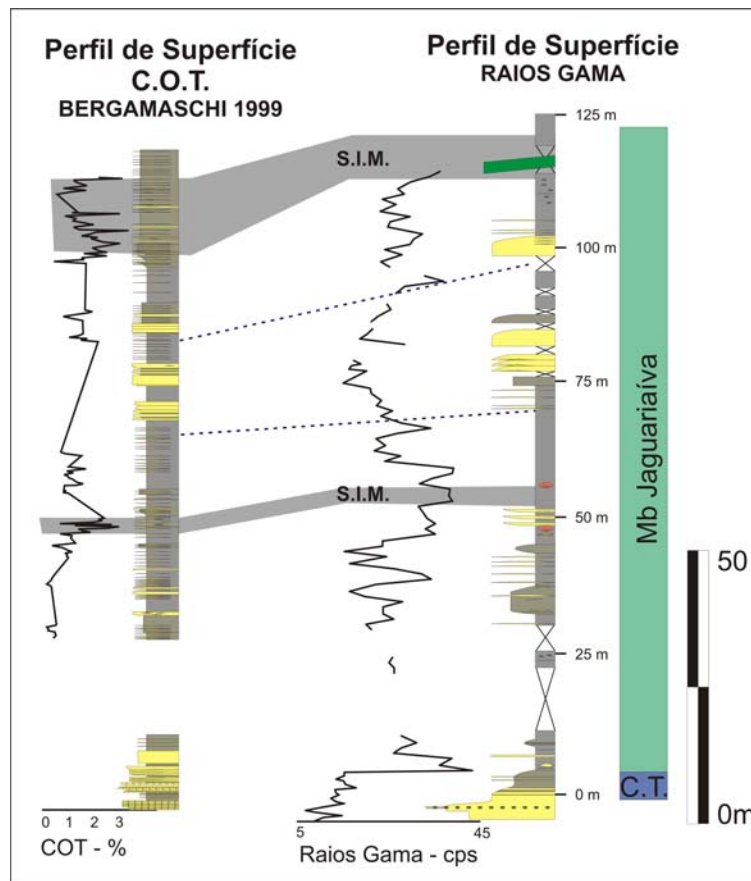


Figura 5.8 – Identificação de Superfícies de Inundação Máxima (S.I.M.) do Membro Jaguarai em perfis de COT (Bergamaschi, 1999) e de raios gama.

### 5.3.1. Mapas de atributos do Membro Jaguarai

#### Isopacas do Membro Jaguarai

A Figura 5.9-A representa o mapa de isopacas do membro, e nele nota-se a grande semelhança entre este e o mapa de isopacas de toda a Formação Ponta Grossa (Figura 5.4). Nele também é possível notar a divisão da unidade em duas sub-bacias, além da forte influência das grandes estruturas (Figura 5.9-B) como o Alto de Três Lagoas, o depocentro na região do Arco de Ponta Grossa delimitado pelo Lineamento do Rio Piquiri e Zona de Falha de Guapiara.

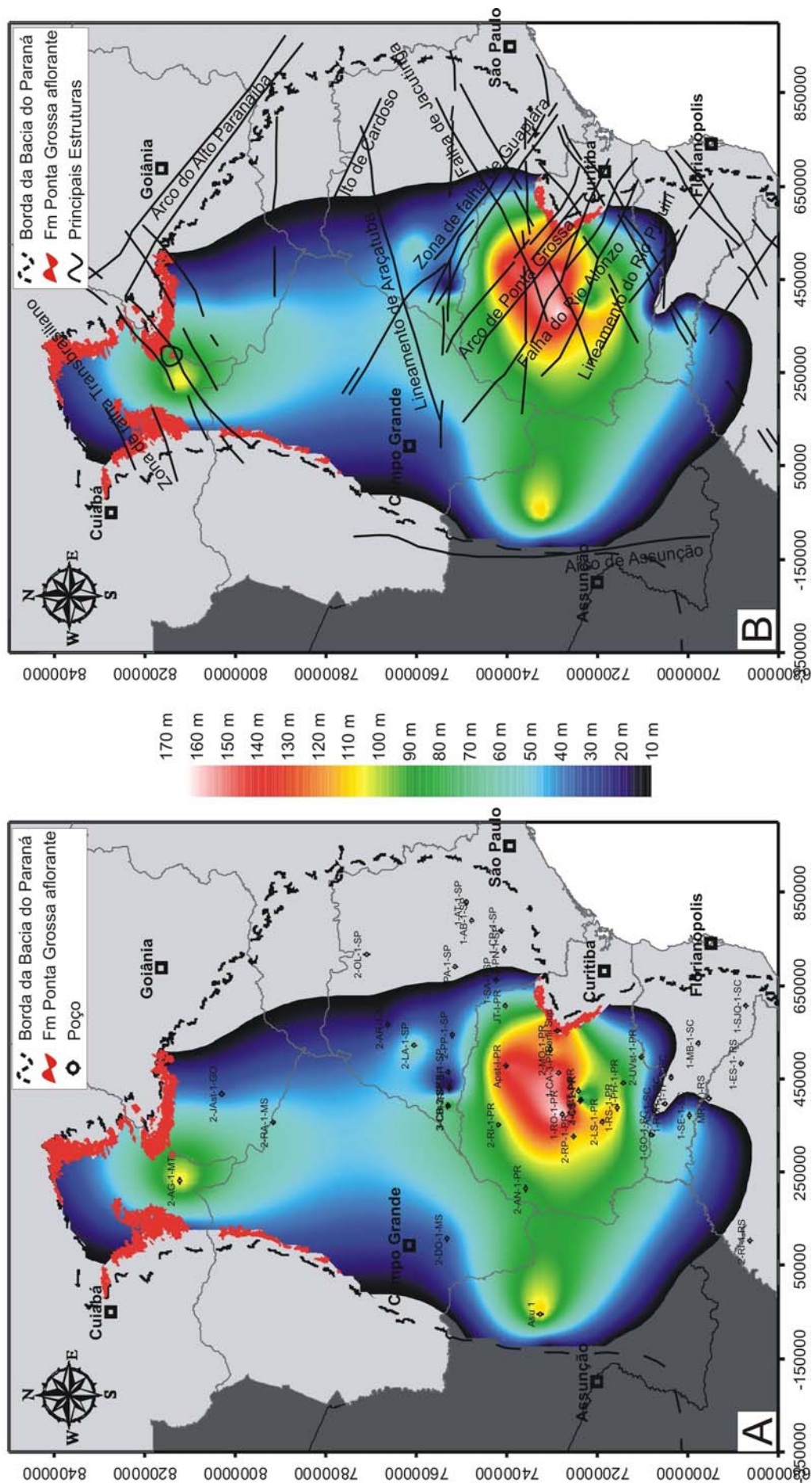


Figura 5.9- Mapa de isopacas do Membro Jaguariá (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán et al., 1987) (B) evidenciando o controle estrutural na distribuição de espessura e a semelhança de espessuras deste membro com as de toda unidade.

Conforme discutido anteriormente, não se pode definir se a conformação das espessuras atuais da Formação Ponta Grossa são controladas pela paleogeografia deposicional ou pela ação erosiva carbonífera. Porém o Membro Jaguariaíva é a unidade basal da formação e por estar protegido pelos membros sotopostos teoricamente sofreu menor ação erosiva. Sendo assim, a hipótese das estruturas regionais estarem ativas e conformando a paleogeografia deposicional devoniana torna-se mais plausível.

### **Isolitas de pelitos do Membro Jaguariaíva**

Este mapa ilustra as espessuras obtidas da soma de folhelhos e siltitos do Membro Jaguariaíva e como o este é composto principalmente por folhelhos, o mapa de isolitas de pelitos (Figura 5.10) é conseqüentemente parecido com o mapa de isopacas de todo membro (Figura 5.9), sofrendo os mesmos controles estruturais.





É válido ressaltar as espessuras de até 150 m no principal depocentro situado na região central do Estado do Paraná e 110 m no Paraguai, e como o membro possui boas características de geração de hidrocarbonetos, principalmente gás natural, com teor de Carbono Orgânico Total que pode superar 2% (Bergamaschi, 1999), trata-se de um importante mapa, pois representa as regiões com boa favorabilidade para geração de hidrocarbonetos.

### **Isolitas de arenito do Membro Jaguariaíva**

Nota-se na maioria dos poços as pequenas espessuras de arenito (Figura 5.11), sendo em um único poço (2-AN-1-PR) registrados arenitos de 40 m de espessura que por ser um caso isolado pode considera-se como anomalia sem importante significado geológico. Já na porção norte da bacia (Sub-Bacia Alto Garças) ocorrem regionalmente espessura de no máximo 10 m que provavelmente reflitam uma posição mais proximal a paleocosta devoniana com maior aporte de areia bacia adentro.

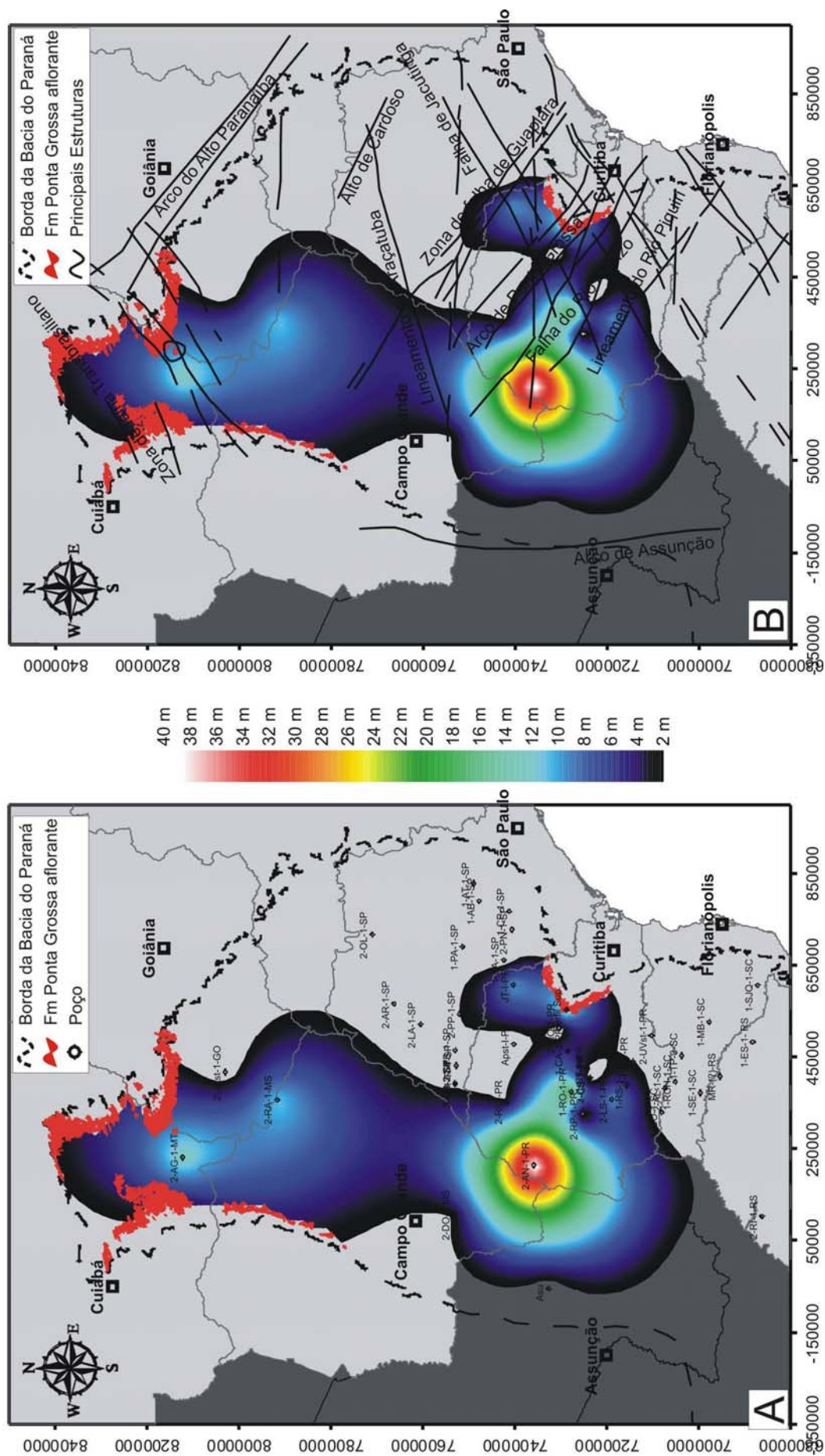


Figura 5.11 - Mapa de isolitas de arenitos do Membro Jaguariá (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán *et al.*, 1987). Este mapa registra e pouca importância de arenitos no Mb Jaguariá.

#### 5.4. O Membro Tibagi

Disposto em conformidade sobre o Membro Jaguariaíva, o Membro Tibagi é claramente mais arenoso e possui em média 130 m de espessura, podendo alcançar 250 m em alguns depocentros. Na faixa aflorante, a unidade alcança no máximo 90 m de espessura.

A partir de dados palinológicos, Daemon *et al.* (1967) identificaram idade de deposição do Eifeliano, compreendendo um intervalo de 6 a 7 Ma.

Tratam-se de arenitos finos a muito finos dispostos em meio a folhelhos e siltitos ricos em fósseis de braquiópodos do gênero *Australospirifer* que sugerem ambiente marinho raso. Tanto em afloramento quanto em perfis de poços, o empilhamento dos corpos apresenta franco padrão granocrescente ascendente (*coarsening – shoaling upward*), cujos ciclos iniciam com folhelhos e siltitos com laminação cruzada por onda que são progressivamente recobertos por intercalações centimétricas de arenitos muito finos que para o topo chegam a arenitos finos a médios com estratificação cruzada tipo *hummocky*, *climbing ripples* e estratificação cruzada de pequeno porte. Tais ciclos são associados a progradação do shoreface (Assine, 1996, Assine, 1998 e Bergamaschi, 1999).

Estudos dos arenitos e suas estratificações na pedreira Moro, município de Ponta Grossa - PR, levaram Assine (1996) a concluir que o Membro Tibagi depositou-se em lâmina d'água de 5 a 110 m de profundidade. Diversos autores consideram a deposição desta unidade como sendo de ambiente deltaico com forte influência de ondas, onde os principais corpos arenosos provavelmente depositaram-se a profundidades variando de 5 a 20 m.

Em campo, foram descritas quatro diferentes fácies de arenitos:

##### **Fácies de tempestade distal**

Esta fácies é extremamente comum, composta por arenitos muito finos, micáceos, com estratificação cruzada tipo *hummocky* de pequeno e grande porte dispostos em bancos de 1 a 3 m de espessura, com base abrupta sobre substrato pelítico, porém com significativa diminuição de areia para o topo onde ocorre também intensa bioturbação (Figura 5.12).

Foi interpretada como sendo depositada em ambiente com influência deltaica, em águas rasas abaixo no nível de ação de ondas de bom tempo. O



processo de transporte foi a ação de ondas de alta energia que retrabalhou o material proximal e o lançou plataforma adentro erodindo os folhelhos do substrato, e ao término do evento de tempestade, a bonança propiciou apenas a progressiva decantação de finos sobre as areias, com intensa ação de microorganismos escavadores.

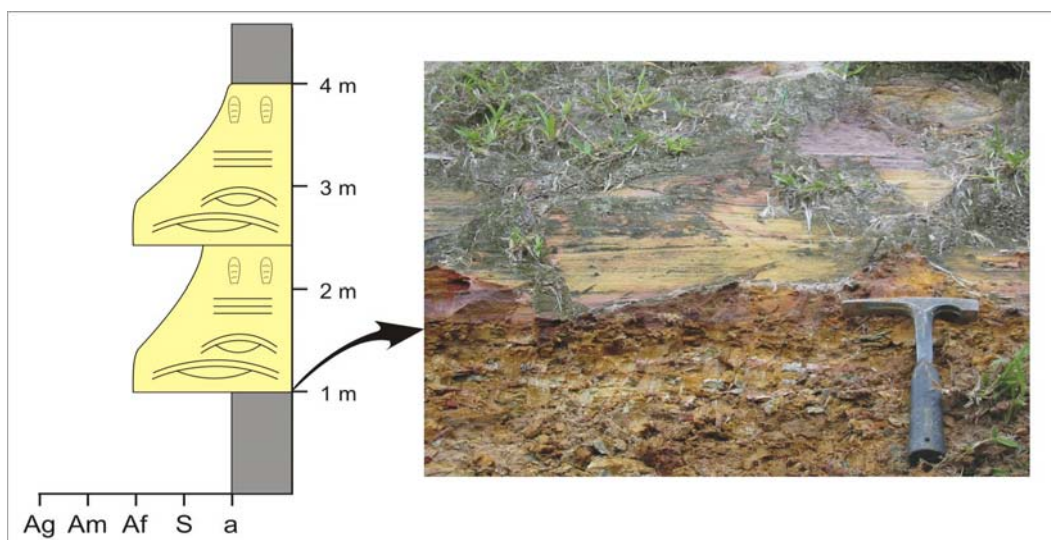


Figura 5.12 – Corpos arenosos de fácies de tempestade no ponto PG 32 (Figura 2.1).

### **Fácies de tempestade proximal**

Assim como os arenitos da fácies de tempestade distal, os da fácies de tempestade proximal são muito finos, micáceos, bioturbados, com estratificação cruzada tipo *hummocky* de pequeno e grande, *climbing ripples*, porém com predomínio de estratificação cruzada de baixo ângulo em mergulhos variados, com truncamentos por ondas (*swaley cross stratification*) (Figura 5.13).

Os corpos não apresentam base abrupta sobre os pelitos, evidenciando constante predomínio e amalgamação de areias, em um ambiente deltaico, situado acima do nível de ação de ondas de bom tempo, mas que sofria constante ação de tempestades. Nestas condições existia ação das ondas de tempestade, além do retrabalhamento por correntes de deriva e retorno, o que proporcionava a combinação de fluxo oscilatório e unidirecional.

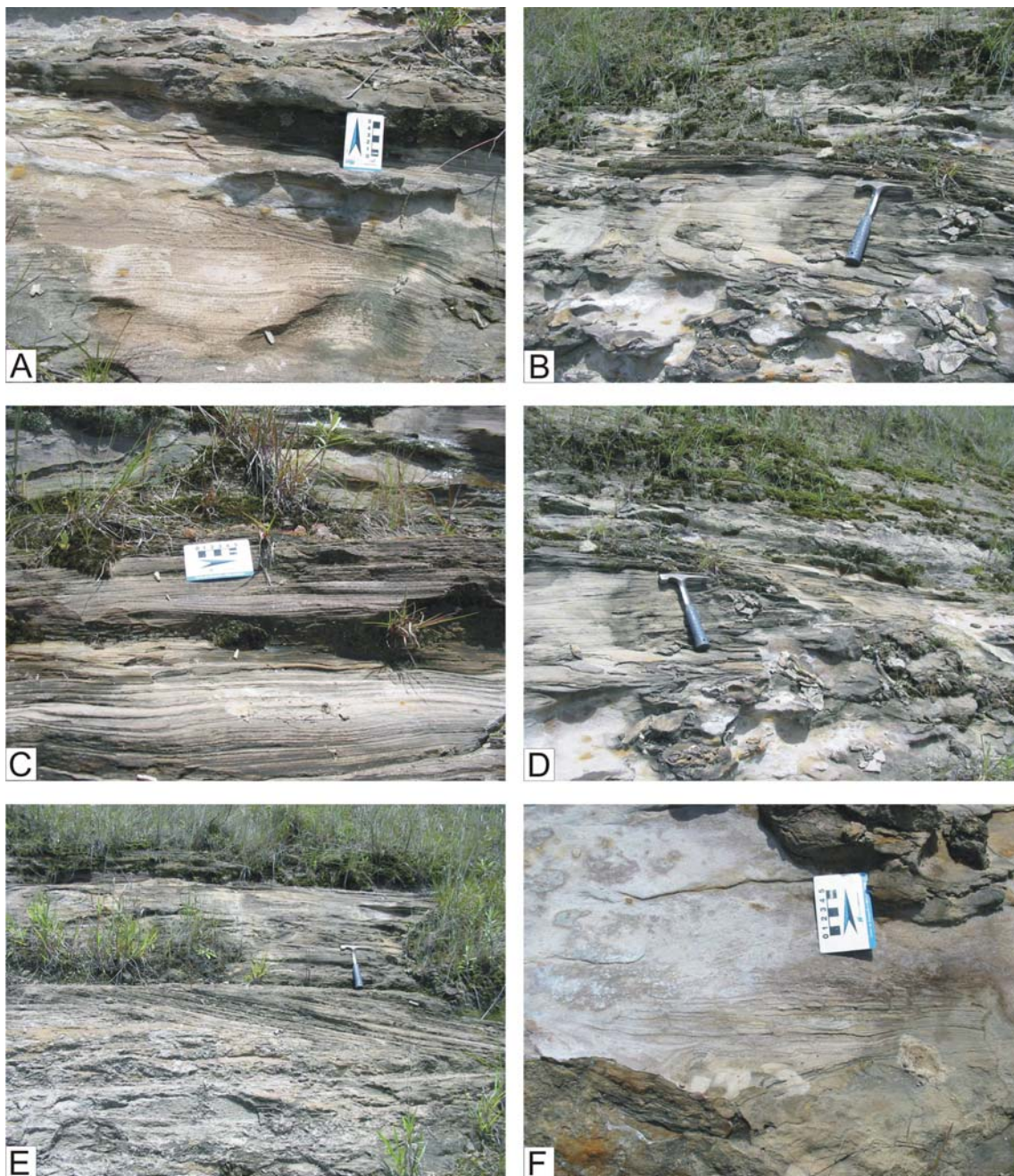


Figura 5.13 – Características dos arenitos da fácies de tempestade proximal: (A) estratificação cruzada combinada com pequenos *climbing ripples*; (B) estratificação cruzada *hummocky* de grande porte; (C) estratificação plano-paralela combinada com suaves ondulações *climbing ripples*; (D) estratificação cruzada de baixo ângulo em mergulhos variados com truncamentos por ondas - *swaley cross stratification*; (E) truncamento de estratificação cruzada de baixo ângulo; (F) horizonte com estratificação obliterada por bioturbação.

### Fácies de barra de desembocadura deltaica

Esta fácies é composta, por arenitos e pelitos intercalados, pouco bioturbados, formando um empilhamento com tendência geral de aumento da proporção de areia em direção o topo. Na base ocorrem siltitos argilosos (Figura 5.15 e Figura 5.19-A), extremamente micáceos, de cor cinza amarelada, com laminação plano-paralela, *linsen* e pequenos *climbing ripples*, gradativamente aparecem os primeiros níveis arenosos com 5 a 15 cm de espessura e extensão lateral de 1 a 4 cm.

Os níveis arenosos apresentam superfície superior definida por marcas onduladas simétricas sobre as quais depositaram filmes argilosos de 1 cm de espessura (Figura 5.15 e Figura 5.19-B). As cristas de ondas apresentam direção principal WNW-ESE e secundária NE-SW (Figura 5.14-A), indicando paleocosta com posição intermediária entre estas direções, provavelmente NNE-SSW, coincidindo com a direção observada por Assine (1996).

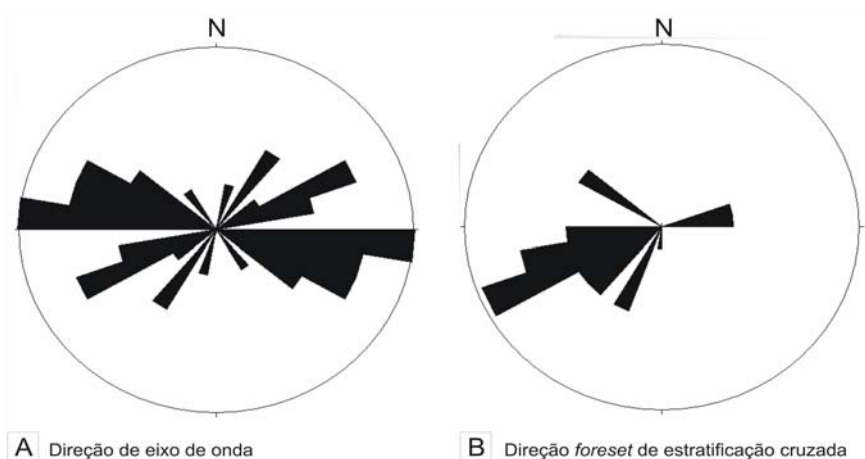


Figura 5.14 – Diagramas de rosetas de direção de crista de marcas onduladas simétricas (A) e sentido de *foresets* de estratificações cruzadas (B).

Progressivamente os níveis arenosos tornam-se mais comuns chegando a 20 – 40 cm de espessura com intercalações argilosas cada vez menores, apresentando padrão interno ora granocrescente (Figura 5.16) ora granodecrescente ascendente. Essas areias são muito bem selecionadas, com base erosiva sobre as argilas (Figura 5.15 e Figura 5.19-C), sendo o topo composto por material pelítico com *climbing ripples* e marcas onduladas assimétricas que são aparentemente formadas por fluxo combinado (Figura 5.17).



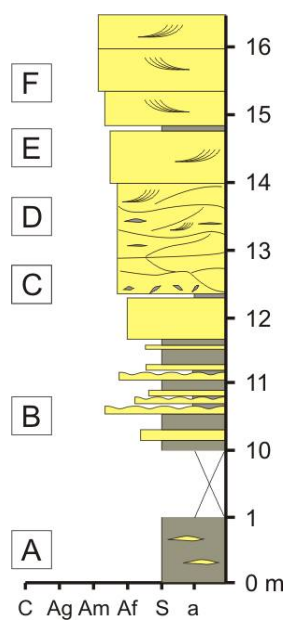


Figura 5.15 – Perfil estratigráfico do ponto PG-19 mostrando o empilhamento das fácies de barra de desembocadura deltaica e de correntes litorâneas.



Figura 5.16 – Arenitos com pequenos ciclos granocrescentes ascendentes indicando influência deltaica (níveis C e D da Figura 5.15).



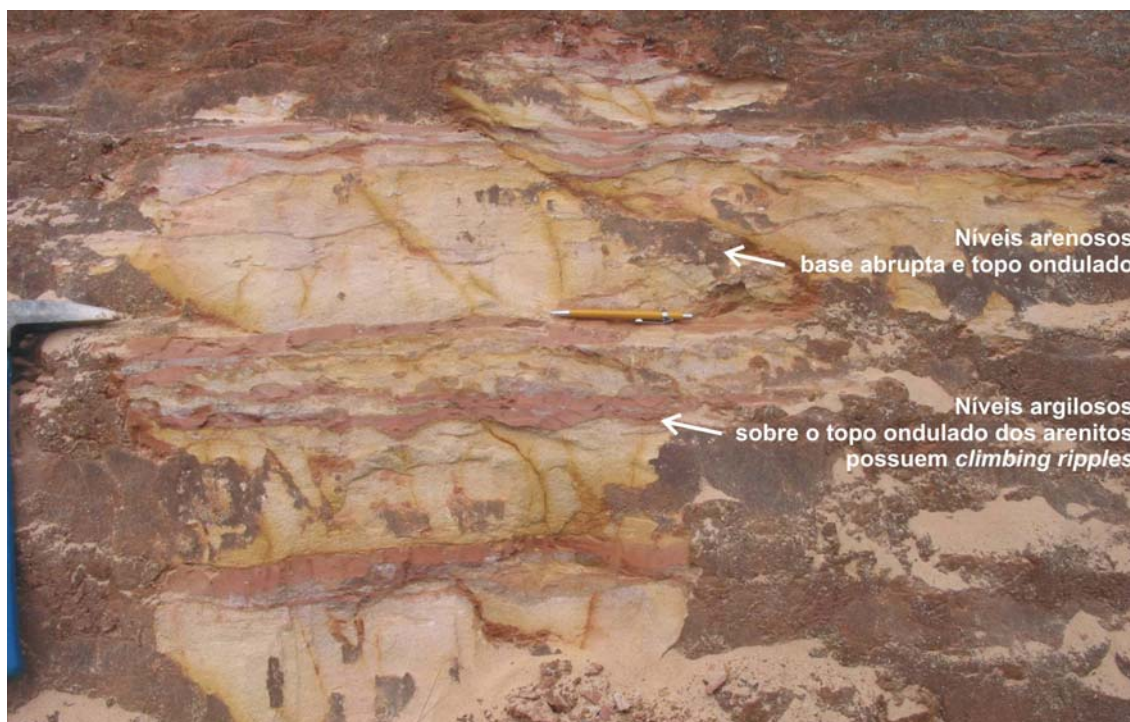


Figura 5.17 – Intercalação de arenitos granodecrescentes ascendentes com topo ondulado e níveis pelíticos sobre as marcas onduladas nível D da Figura 5.15).

Por fim os corpos arenosos não possuem mais intercalações argilosas e passam a ter estratificação cruzada de pequeno porte, leve truncamento por onda, apresentando ótima maturidade mineralógica e textural. O truncamento entre corpos arenosos é a principal característica, formando barras amalgamadas de pequeno porte (Figura 5.15 e Figura 5.19-D).

As características contidas nesta seqüência sugerem que provavelmente foi depositada em ambiente não confinado e sujeito a moderado influxo sedimentar em processos de deposição extremamente rápidos como fluxos de alta densidade. O arranjo granocrescente ascendente, acompanhado de aumento na espessura dos estratos, revela sedimentação com caráter progradacional. Tais condições ocorrem em associação com barras de desembocadura desenvolvidas em ambiente de frente deltaica, porém relativamente distante da área fonte ou da planície deltaica.

A presença de *climbing ripples*, marcas de onda simétricas e laminações cruzadas de fluxo combinado no topo dos lobos, mostra ainda influência de fluxos oscilatórios.

### **Fácies de correntes litorâneas**

Recobrimo abruptamente a fácies de barra de desembocadura deltaica ocorre a fácies de correntes litorâneas, a qual é composta exclusivamente por arenitos finos a médios com estratificação cruzada de pequeno a médio porte. Apesar de granulometricamente mais grossos, tais arenitos são menos selecionados textural e mineralógicamente que os da fácies de desembocadura deltaica, isto provavelmente se deve ao fato da existência diferente fonte de sedimentos.

As formas de leito identificadas na fácies de barra de desembocadura deltaica, no ponto PG-19, como de correntes de fluxos oscilatórios de ondas ou de fluxos turbulentos em deltas, apontam direção de costa para NNE-SSW (Figura 5.14-A), enquanto as estratificações encontradas na fácies de correntes litorâneas apresentarem sentido para SW (Figura 5.14-B), ou seja, subparalela a direção da paleocosta. Esta característica sugere a origem destes depósitos relacionada a correntes de deriva litorânea, num contexto de progradação das fácies proximais sobre a frente deltaica.

A Figura 5.18 ilustra da disposição das fácies de barra de desembocadura deltaica sob as fácies de correntes litorâneas.



Figura 5.18 – Disposição da fácies de correntes litorâneas sobre a fácies de barra de desembocadura deltaica no ponto PG-19 (níveis E e F sobre C e D da Figura 5.15).



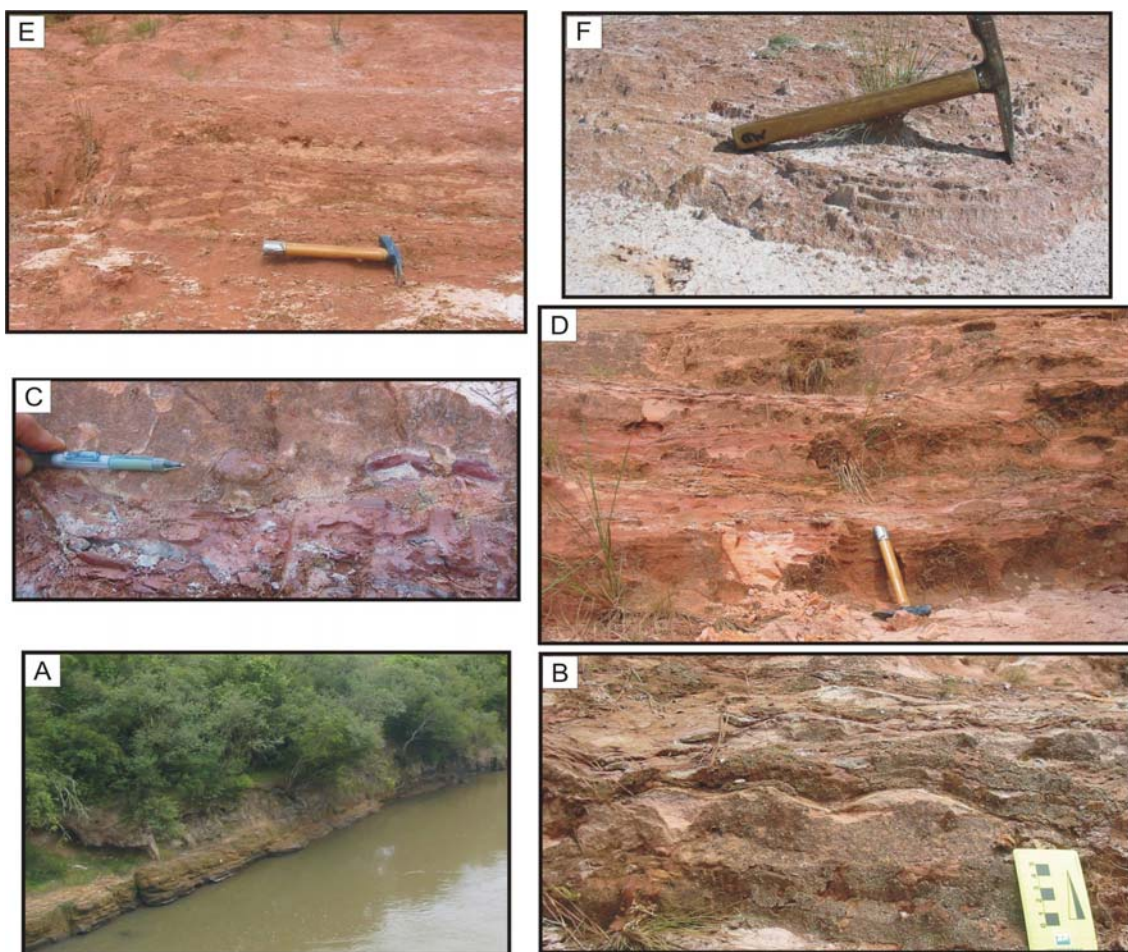
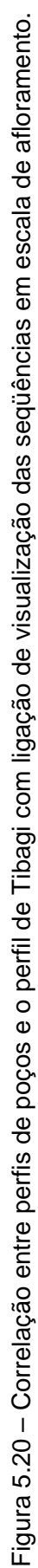


Figura 5.19 – Fotografias dos diversos intervalos do perfil do ponto PG-19 (Figura 5.15).

A Figura 5.20 representa a correlação de poços e perfis gamaespectrométricos e estratigráficos de superfície, a partir dos quais é possível notar o típico padrão de empilhamento granocrescente ascendente representativo de progradações deltaicas e a visualização destes seções em escala de afloramento.



#### **5.4.1. Mapas de atributos do Membro Tibagi**

Os mapas de atributos do Membro Tibagi registram a distribuição dos litotipos desta unidade que é o enfoque principal do presente trabalho.

##### **Isopacas do Membro Tibagi**

Assim como toda a Formação Ponta Grossa e também o Membro Jaguariaíva, o Membro Tibagi possui um importante depocentro balizado pelo Arco de Ponta Grossa e Falha do Rio Alonzo. Porém este membro difere-se dos demais por possuir intervalos de grande espessura estendem-se por ampla área na porção profunda da Bacia do Paraná, principalmente em sua calha central, sugerindo que aparentemente existia maior conexão entre as sub-bacias de Alto Garças e Apucarana na época de sua deposição.

Quando comparadas as isopacas dos membros Jaguariaíva (Figura 5.9) e Tibagi (Figura 5.21) nota-se que na sub-bacia Apucarana as espessuras de ambos membros são parecidas (aproximadamente 150 m); porém na sub-bacia Alto Garças o Membro Tibagi alcança 170 m enquanto o Membro Jaguariaíva não ultrapassa pontualmente 110 m. Isto mostra que na época de deposição do Membro Jaguariaíva a bacia apresentava um depocentro profundo e aporte sedimentar provavelmente vindo de NE, enquanto para o Membro Tibagi a bacia não apresentava um depocentro tão pronunciado e o aporte sedimentar provavelmente vinha de NNE.

##### **Isolitas de pelitos do Membro Tibagi**

A pesar do membro ser classicamente conhecido por seu conteúdo arenoso, a partir deste mapa notamos as grandes espessuras de pelitos principalmente na Sub-Bacia Apucarana, onde a unidade chega a conter 170 m de pelitos (Figura 5.22-A).



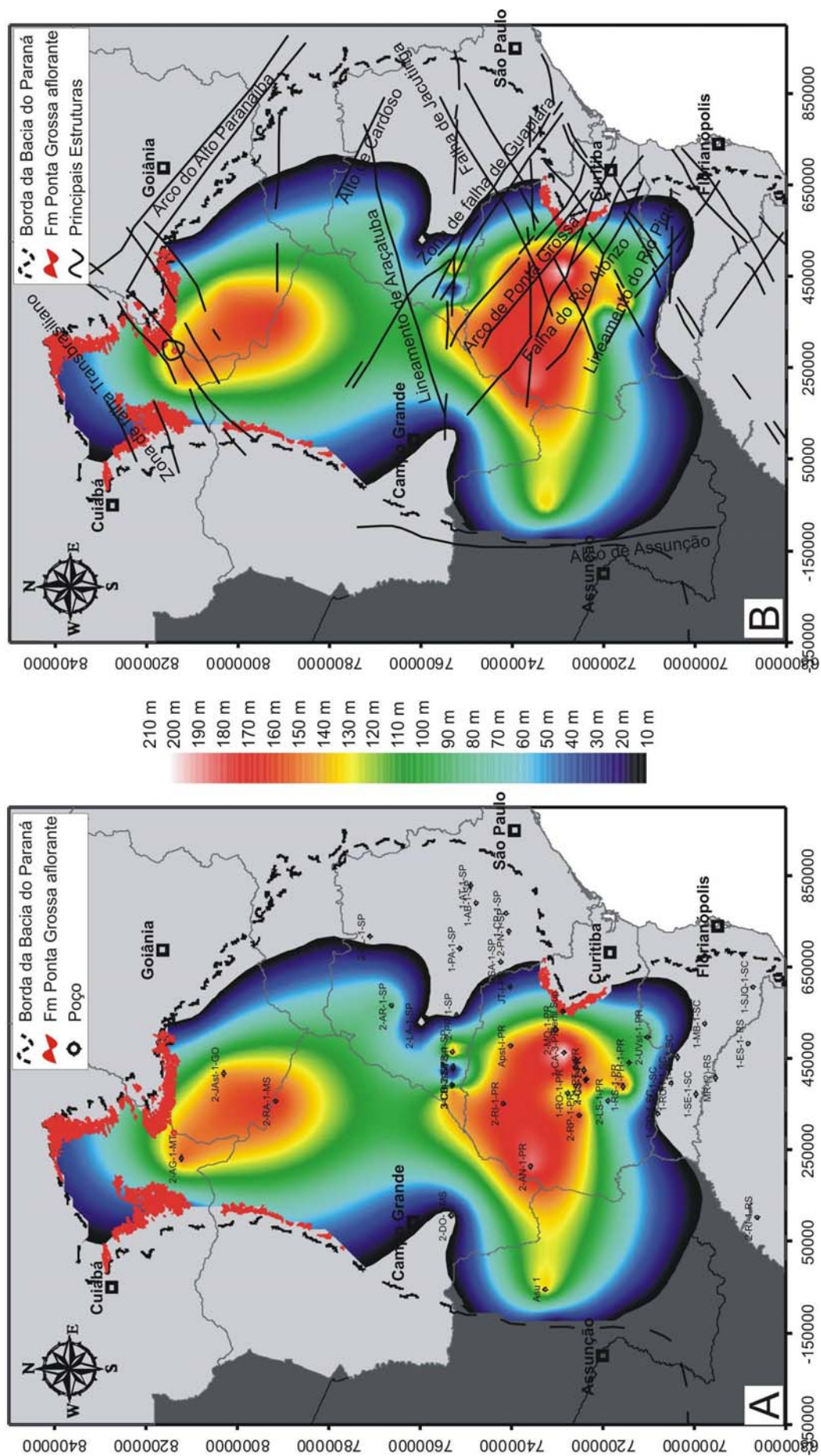


Figura 5.21 - Mapa de isopacas do Membro Tibagi (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán et al., 1987) (B).



O controle estrutural é muito evidente, principalmente onde a borda do depocentro principal apresenta direção Noroeste coincidente com o Arco de Ponta Grossa (Figura 5.22-B). O Lineamento do Rio Piquiri e a Zona de Falha de Guapiara também são estruturalmente importantes.

### **Isolitas de arenitos do Membro Tibagi**

Este é o mapa de maior interesse para o presente trabalho uma vez que nele é possível visualizar a distribuição dos arenitos do Membro Tibagi, intervalo com potencial para reservatório de hidrocarbonetos, em subsuperfície por toda a extensão da Bacia do Paraná.

Podemos observar que as maiores espessuras de arenitos encontram-se na região norte e na calha central da bacia (Figura 5.23-A), sendo que na região entre o eixo do Arco de Ponta Grossa e a Falha do Rio Alonzo onde normalmente existe o mais importante depocentro da formação, a sedimentação de areia foi baixa. Contudo, ao observarmos as isolitas de pelitos do Membro Tibagi (Figura 5.22-A) vemos este depocentro ativo e completamente preenchido por pelitos. Esta diferença se deve ao fato da sedimentação de origem deltaica (Assine *et al.*, 1998) ter fonte a norte-nordeste e, portanto as areias eram depositadas na porção norte e central da bacia, enquanto ao depocentro do Arco de Ponta Grossa chegava apenas material fino.

Esta idéia pode ser reforçada quando relevamos o fato da borda norte-nordeste ser preenchida por arenitos e até conglomerados (Andrade & Camarço, 1982), com a região central preenchida por arenitos (Figura 5.23-A) e a porção sul por pouco arenito e muito pelito (Figura 5.22-A e Figura 5.23-A).

Estruturalmente vemos a forte influência da Zona de Falha de Guapiara (Figura 5.23-B) e a ausência do Alto de Três Lagoas, com um padrão de distribuição de arenitos uniforme por toda calha central da Bacia conforme já comentado na análise do mapa de isopacas do Membro Tibagi.



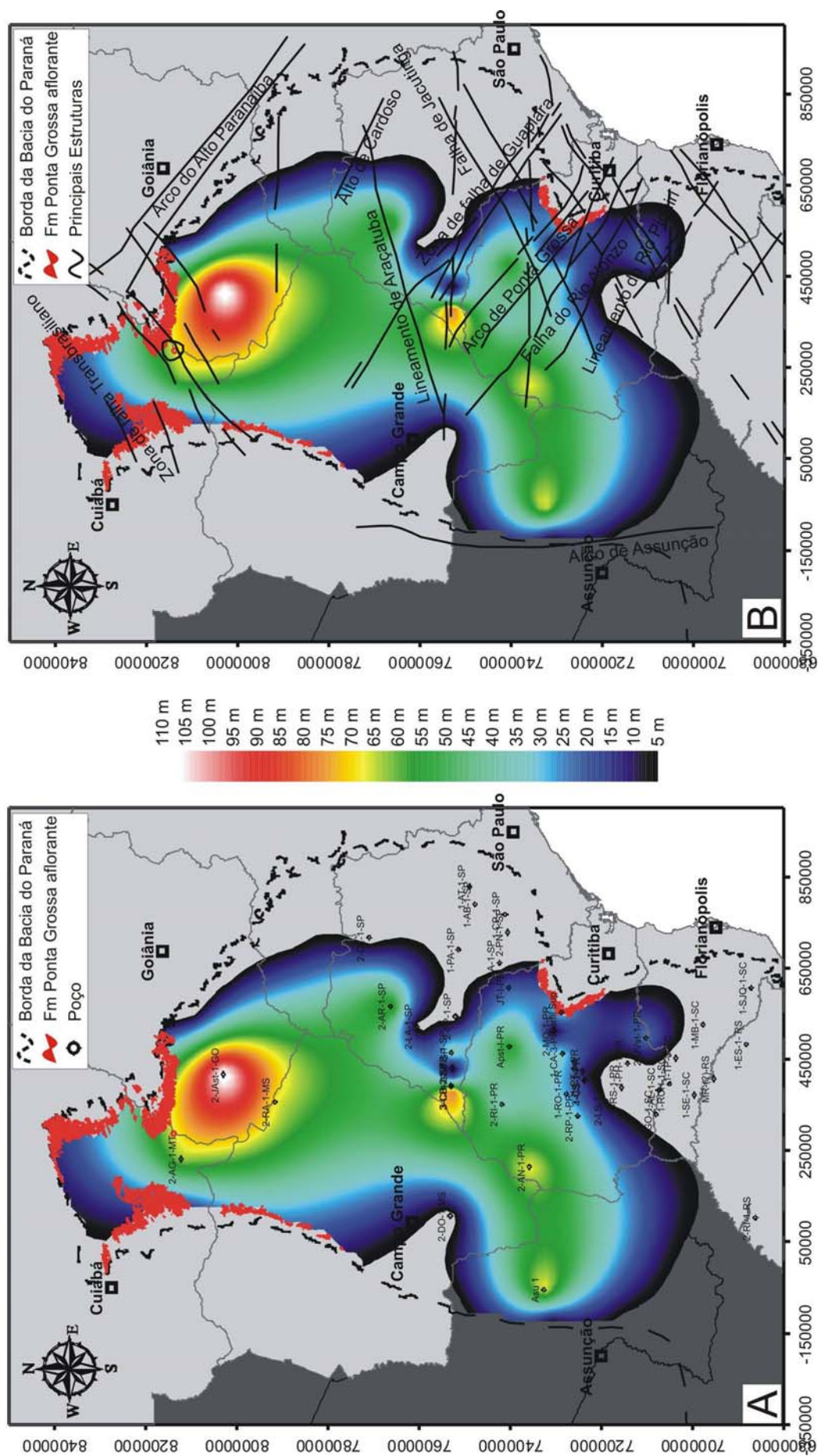


Figura 5.23 - Mapa de isolotas de arenitos do Membro Tibagi (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán et al., 1987) (B).

### 5.5. O Membro São Domingos

Sobre os corpos arenosos do Membro Tibagi assenta-se de forma concordante um possante pacote argiloso denominado Membro São Domingos (Petri, 1948).

Trata-se de folhelhos negros, com laminação plano-paralela, por vezes maciços, extremamente ricos em fósseis e microfósseis. É comum encontrar intercalações dessimétricas de arenito fino com estratificação cruzada de pequeno porte e marcas onduladas com grande continuidade lateral (Figura 5.24). Este intervalo de idade Givetiana/Frasniana registra uma das mais importantes inundações marinhas da Bacia do Paraná.

Apesar de relativa profundidade, a chegada de material arenoso era constante, onde as areias proximais eram remobilizadas em momentos de tempestade e lançadas bacia adentro por processos repentinos e de intensa energia, provavelmente em fluxos episódicos de turbidez muito diluídos.

O Membro São Domingos é a unidade que mais sofreu com o processo erosivo carbonífero e por isso seu registro completo foi perdido, restando menos de 30 m em afloramentos e alguns exemplares em poucos poços. O poço Apucarana (2-AP-1-PR) registra a mais completa seção do membro, o qual atinge 358 m de espessura sendo 266 m de pelitos e 92 m de arenitos.



Figura 5.24 – Afloramento típico do Membro São Domingos (ponto TIB-09b). Notar que os folhelhos têm intercalações de camadas arenosas de grande extensão lateral.

Na Figura 5.25 é notável a grande espessura do Membro São Domingos no poço 2-AP-1-PR e a falta de seção no perfil de superfície. É notável também a seção condensada referente a Superfície de Inundação Máxima (SIM 2), confirmando a importante inundação marinha.

É interessante que acima da SIM 2 a unidade passe a um caráter de incremento de areia provavelmente referente a uma nova progradação, mas infelizmente este é um caso escasso de registro deste intervalo, que foi intensamente erodido durante o carbonífero.

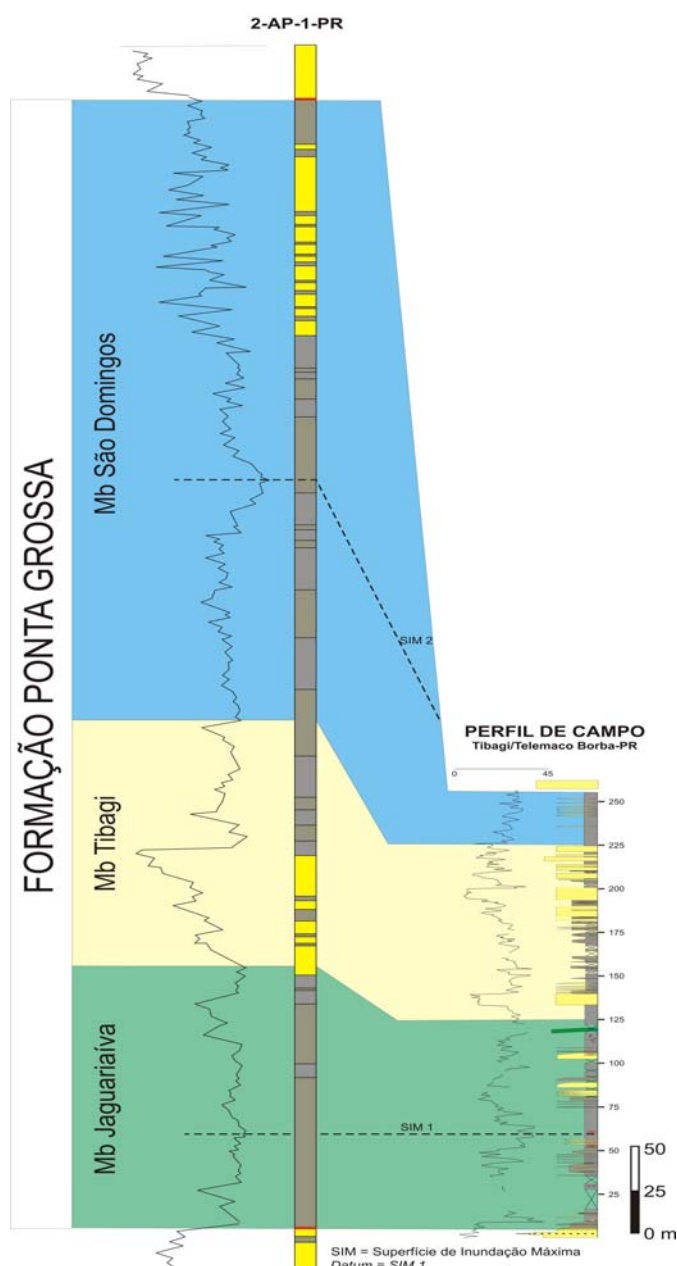


Figura 5.25 – Perfil com raios gama do poço 2-AP-1-PR e do perfil Tibagi em superfície. Notar a discrepância de espessura do Membro São Domingos entre perfis.

### **5.5.1. Mapas de atributos do Membro São Domingos**

#### **Isopacas do Membro São Domingos**

Neste mapa (Figura 5.26-A) podemos novamente notar a ocorrência de um depocentro na região do Arco de Ponta Grossa, com espessuras alcançando 358 m. Nota-se ainda que a unidade não ocorre em boa parte da porção leste e sul da Bacia do Paraná, regiões em que as demais unidades da Formação Ponta Grossa ocorrem (Figura 5.9-A e Figura 5.21-A). Como o Membro São Domingos representa o topo da formação, ele esteve mais sujeito à ação erosiva carbonífera que avançou a partir de sul, o que explica o fato da porção leste e sul do membro ser ausente, restando apenas os litotipos que ficaram protegidos dentro do depocentro do Arco de Ponta Grossa.

Mais uma vez a Falha do Rio Alonzo e a Zona de Falha de Guapiara contribuíram fortemente para a delimitação da unidade, sendo que o Alto de Três Lagoas que durante a deposição do Membro Tibagi não funcionou como barreira estrutural, agora se torna novamente ativo (Figura 5.26-B).

#### **Isolitas de pelitos do Membro São Domingos**

Como o Membro São Domingos é predominantemente pelítico, conseqüentemente seus mapas de isolitas de pelitos (Figura 5.27) e isopacas (Figura 5.26) apresentam as mesmas características.

#### **Isolitas de arenitos do Membro São Domingos**

Os arenitos do Membro São Domingos (Figura 5.28) estão restritos ao topo da unidade e representam um importante registro de uma possível regressão marinha ocorrida no Famenniano, mas que devido à erosão carbonífera foram encontrados apenas em quatro poços, sendo os mais representativos aqueles do poço 2-AP-1-PR. Os poços 3-CB-2-SP e 3-CB-3-SP também apresentam um importante pacote arenoso que apesar de ser originalmente considerado como pertencente ao Grupo Itararé, pode ser representante do intervalo Famenniano.

Por estas características, o mapa de isolitas de arenitos do Membro São Domingos possui pouca representatividade.





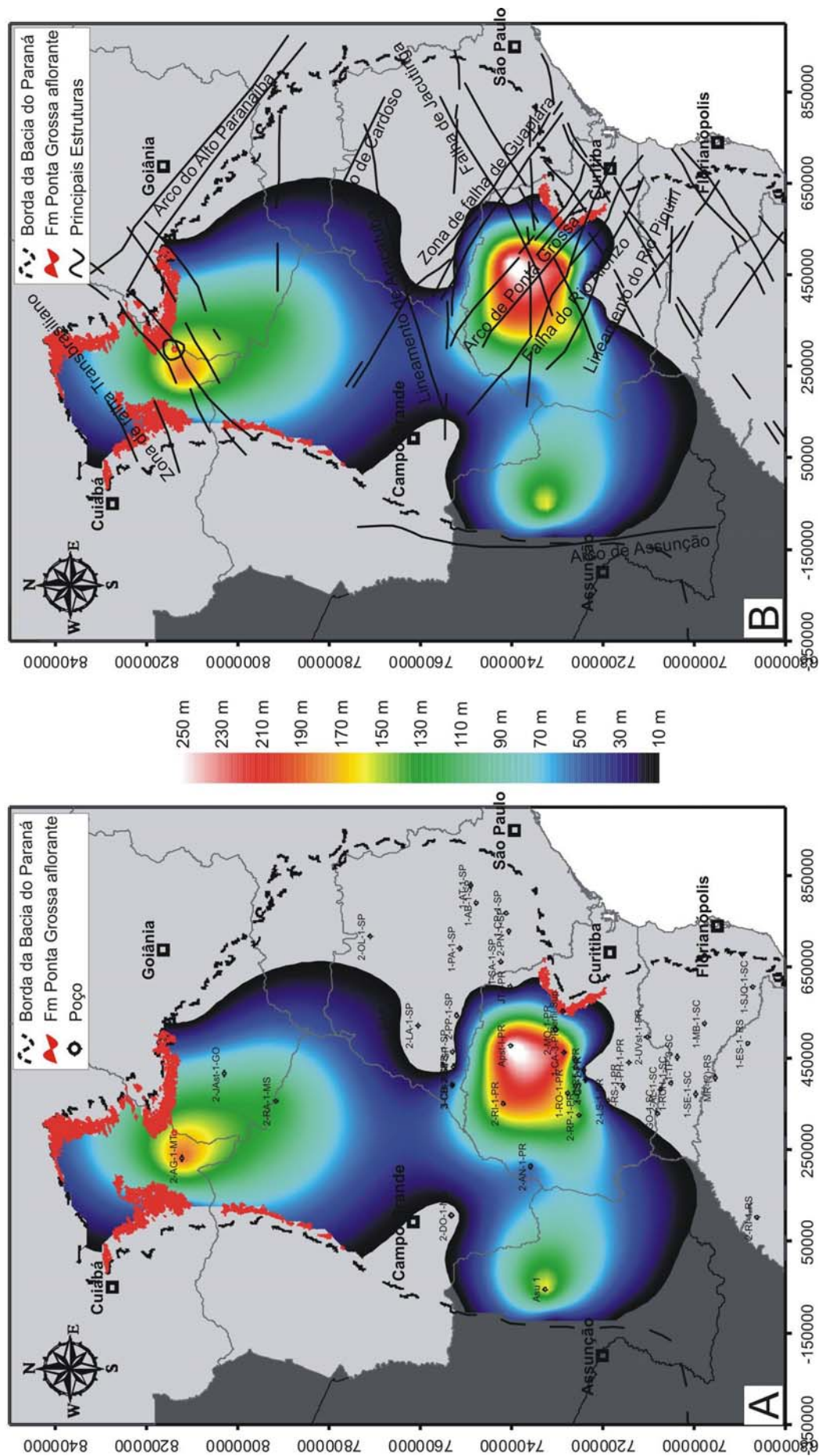


Figura 5.27 - Mapa de isolitas de pelitos do Membro São Domingos (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán et al., 1987) (B).



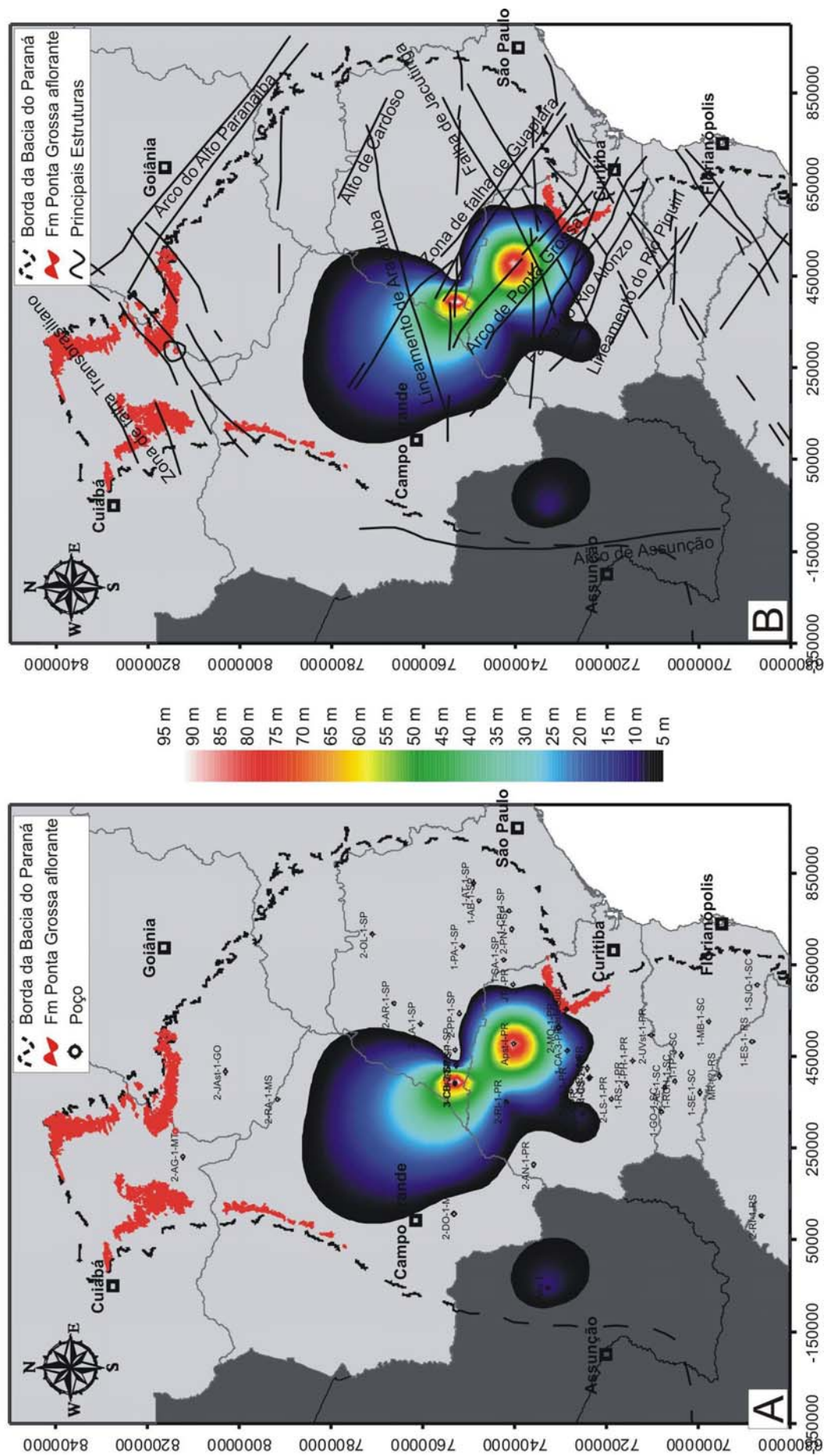


Figura 5.28 - Mapa de isolitas de arenitos do Membro São Domingos (A) e mesmo mapa sobreposto por lineamentos (Zalán *et al.*, 1987) (B).

### **5.6. Profundidade do topo e base da Formação Ponta Grossa**

A partir dos mapas de profundidade do topo e base da Formação Ponta Grossa (Figura 5.29 e Figura 5.30) é possível identificar a conformação atual da unidade de acordo com o modelo de bacia tipo sinéclise, com um grande depocentro central e flancos simétricos.

Nota-se que devido à grandeza das profundidades estar na escala de milhares de metros, não se pode identificar feições estruturais importantes, pois estas estão na escala de centenas de metros. Apenas na região dos poços 1-TI-1-SP e 3-CB-2-SP existe um grande alto estrutural onde não existe ocorrência da formação. O mesmo efeito da grande escala de profundidade dos mapas promove a ausência da subdivisão da Formação Ponta Grossa nas sub-bacias Apucarana e Alto Garças.



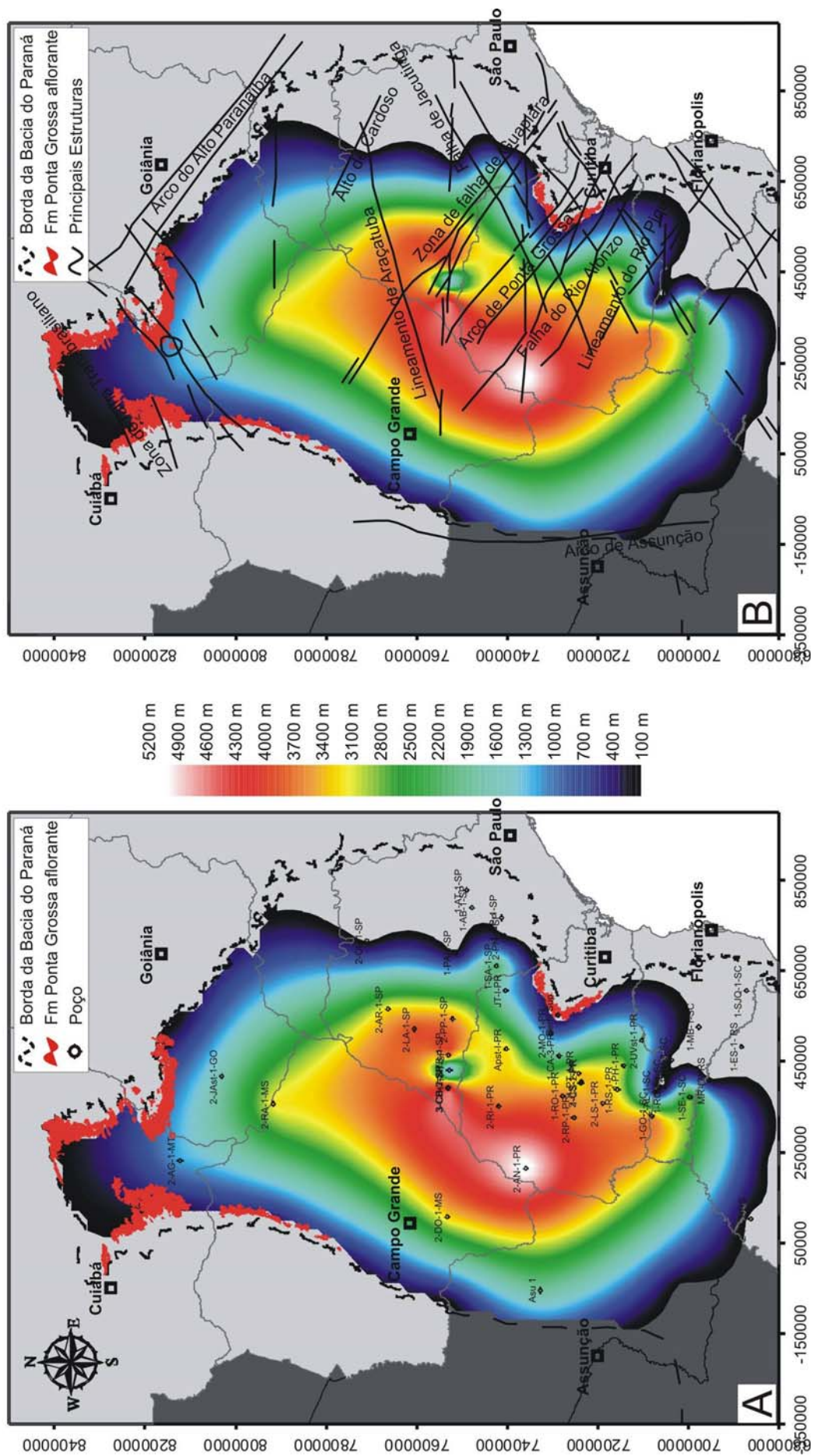


Figura 5.29 – Mapa de profundidade do topo da Formação Ponta Grossa.



## 6. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS

A seguir serão apresentados comentários e discussões a respeito da Estratigrafia de Sequências aplicada à Formação Ponta Grossa. Devido à escassez de informações de poços e as péssimas condições de afloramento poucos foram os autores (a saber Assine, 1996; Bergamaschi, 1999 e Pereira, 2000) que abordaram este assunto. Apesar das dificuldades, a aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Sequências faz-se fundamental no estudo de terrenos sedimentares, seja com o propósito de prospecção de bens minerais e energéticos, reconstrução paleogeográfica, mapeamento básico ou no ramo da ciência pura.

A principal ferramenta utilizada para a avaliação dos elementos da Estratigrafia de Sequências foi à análise dos perfis de raios gama, principalmente de subsuperfície mas também de superfície. A vantagem da utilização de tais perfis é a aferição direta das proporções de cada litotipo e principalmente das tendências apresentadas pelo empilhamento sedimentar. Também foram observadas as descrições de trabalhos anteriores, buscando assimilar e refinar idéias de conhecimento já desenvolvido.

Com base no modelo clássicos de Sloss (1984), muitos foram os autores que subdividiram as unidades da Bacia do Paraná em ciclos de 2ª ordem, como Soares *et al.* (1978), Zalán, *et al.* (1987), Milani (1997) e atualmente Milani (2004) que intitulou as formações Furnas e Ponta Grossa como Supersequência Paraná (Figura 1.2). Quanto aos eventos de 3ª ordem, Assine (1996) propôs um modelo onde a Formação Ponta Grossa e as Camadas de Transição representariam dois ciclos, enquanto Bergamaschi (1999) propôs cinco ciclos.

As dificuldades e divergências se devem ao fato de que os modelos clássicos de Estratigrafia de Sequências normalmente são baseados em bacias de margem passiva de idade mais jovem que o Jurássico. O problema é que a geometria das bacias de margem passiva e bacias intracratônicas do tipo rampa é completamente diferente e por isso a resposta às variações do nível do mar, subsidência e aporte sedimentar também é diferente. Além disso, existem questões abertas com relação à magnitude dos ciclos durante o



Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. É de se esperar que os principais fatores que influenciam a dinâmica e ciclos do planeta terra apresentavam diferente tempo de duração no Paleozóico em relação ao Mesozóico e Cenozóico.

A Tabela 6.1 apresenta a hierarquia dos ciclos para bacias de margem passiva, sua periodicidade e as nomenclaturas dadas por diversos autores. Para exemplificar, neste padrão os ciclos de 3ª ordem possuem de 1 a 10 Ma, mas que para o Devoniano podem possuir 15 Ma ou mais.

Tabela 6.1 - Hierarquias de ciclos e denominações estratigráficas mais utilizadas (Severiano Ribeiro, 2001)

Hierarquia	Periodicidade (Ma)	Seqüências (denominações comuns)
1ª ordem	$> 10^8$	
2ª ordem	$10^7 - 10^8$	seqüência estratigráfica (Sloss, 1963); superciclo e superseqüência (Vail <i>et al.</i> , 1977); seqüência tectono-sedimentar (Soares <i>et al.</i> , 1978); superseqüências (Milani, 1997)
3ª ordem	$10^6 - 10^7$	seqüência deposicional (Vail <i>et al.</i> , 1977); seqüência genética (Galloway, 1989)
4ª a 6ª ordem	$<10^6$	parasseqüência (Van Wagoner <i>et al.</i> , 1987); ciclotema (Wanless & Waller, 1932); punctuated aggradational cycle (Goodwin & Anderson, 1985)

Se o reconhecimento dos ciclos de 3ª ordem já é complexo, a identificação dos ciclos de 4ª e 5ª ordens é tarefa ainda mais difícil, os quais podem ser observados em apenas algumas porções do empilhamento estratigráfico e por isso a interpretação contínua do empilhamento é limitada.

### 6.1. Seqüências

A subdivisão da Formação Ponta Grossa em seqüências embasou-se no conceito preexistente de “seqüência deposicional”, que implica em uma sucessão de estratos concordantes, geneticamente relacionados, limitados no topo e base por discordâncias ou suas concordâncias correlativas (Mitchum, 1977), que se assemelham aos ciclos de 3ª ordem das bacias de margem passiva. Tais ciclos já foram discutidos por alguns autores que fizeram as mais importantes publicações a respeito da Estratigrafia de Seqüências para a Formação Ponta Grossa a partir da década de 90.

Segundo Assine (1996) o intervalo é compreendido por dois ciclos transgressivos-regressivos; a Seqüência Pragiano-Eifeliana comporta a unidade do topo da Formação Furnas, as Camadas de Transição, todo o Membro Jaguariaíva e grande parte do Membro Tibagi (Figura 6.1). Nesta seqüência está contido um Trato de Sistemas Transgressivo que culmina na Superfície de Inundação Máxima do Emsiano (Mb Jaguariaíva), a partir do qual inicia-se o Trato de Sistemas de Mar Alto, que se completa com as progradações deltaicas do Membro Tibagi oriunda do aumento de aporte sedimentar em relação ao espaço de acomodação por influência nos processos tectônicos da borda da bacia (Orogenia Precordilheirana – Milani & Ramos, 1998). Sobre esta seqüência aparece a Seqüência Eifeliano-Frasniana, a qual inicia-se com uma superfície transgressiva jazendo diretamente sobre os depósitos deltaicos, numa situação em que a Superfície Transgressiva coincide com o Limite de Seqüência. A Superfície de Inundação Máxima deste ciclo posiciona-se no Givetiano, a partir da qual tem-se a mudança para o Trato de Sistema de Mar Alto, que não aflora em superfície e é pouco preservado na maior parte da bacia devido a erosão carbonífera.

Bergamaschi (1999), propôs um novo modelo onde a Formação Ponta Grossa em cinco seqüências “B, C, D, E e F” (Figura 6.1). A Seqüência B inicia-se nas Camadas de Transição e vai até o início do Membro Tibagi; sobre esta, na base e topo do Membro Tibagi aparece a Seqüência C e D respectivamente, as quais representam dois pequenos ciclos com Superfícies de Inundação Máxima sutis e com um Trato de Sistemas de Mar Baixo coincidente com as maiores espessuras de arenitos do Membro Tibagi. Por fim ocorrem as seqüências E e F, que juntas coincidem com a fase transgressiva e regressiva da Seqüência Eifeliano-Frasniana de Assine (1996).

Das diferenças entre as interpretações desses autores, sem dúvida a maior e mais relevante é relacionada a gênese dos arenitos do Membro Tibagi. Para Assine (1996) os arenitos são reflexo do aumento do aporte sedimentar em relação ao espaço de acomodação, que fez com que as fácies avançassem bacia adentro numa configuração de progradação deltaica em um Trato de Sistemas de Mar Alto, com nível do mar estacionário. Já Pereira & Bergamaschi (1996), Bergamaschi (1999) e Pereira (2000) postulam que as areias do Membro Tibagi são reflexo da queda relativa do nível do mar no Trato



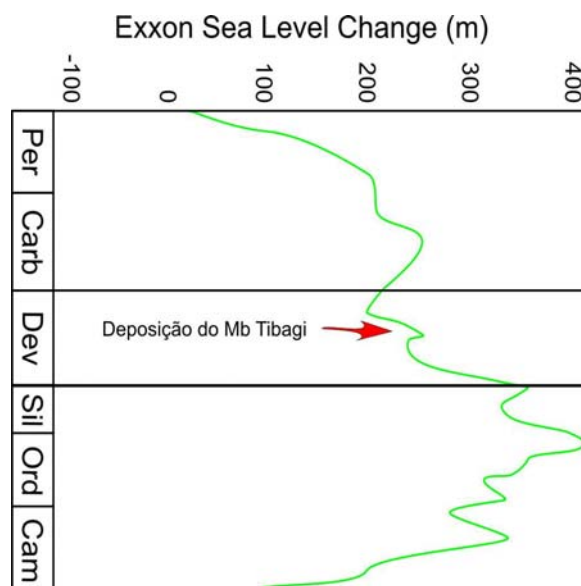


Figura 6.2 – Curva de variação relativa do nível do mar durante o Devoniano (extraído de Vail *et al.* (1977))

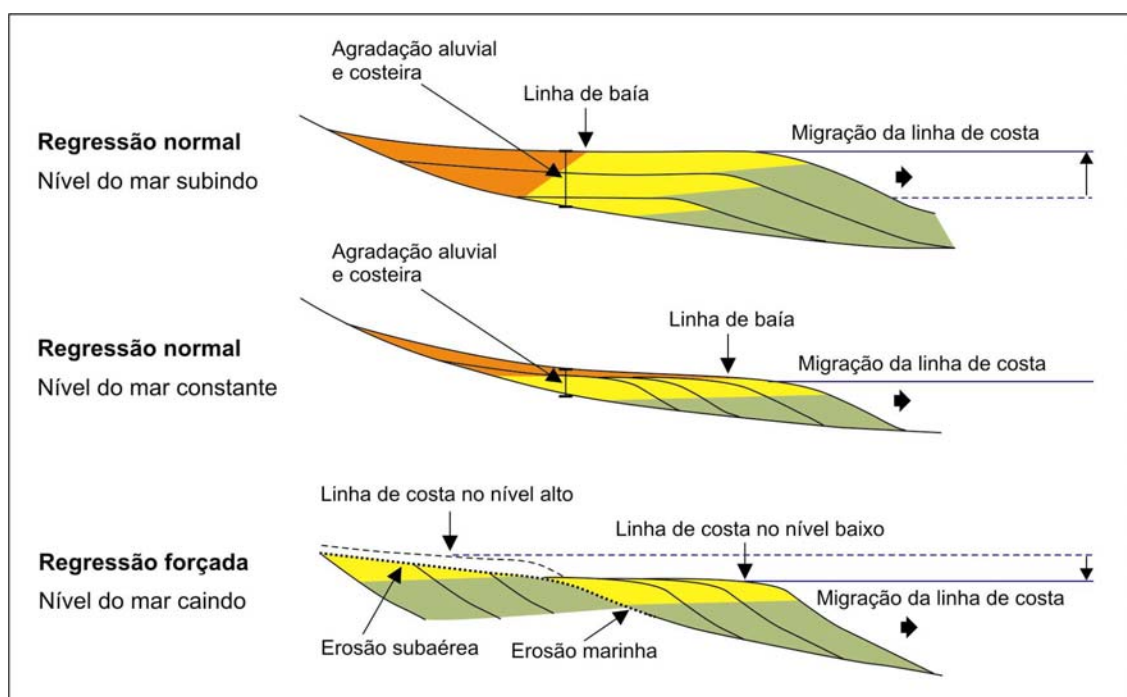


Figura 6.3 – Progradação com regressão normal (nível do mar subindo ou constante) e com regressão forçada (nível do mar caindo). Modificado de Posamentier *et al.* (1992).

Se realmente houve uma pequena queda relativa no nível do mar no Devoniano Médio, o reflexo desta queda é inevitável, principalmente em bacias do tipo rampa que são extremamente sensíveis a variações eustáticas, uma vez que sua geometria plana faz com que sob a mínima variação, a linha de



costa migre dezenas e centenas de quilômetros promovendo momentos intercalados de erosão ou afogamento.

No caso da Formação Ponta Grossa, que foi depositada sobre esta plataforma plana e rasa, é muito provável que tenham ocorrido momentos de erosão associados a maior proximidade de ambientes transicionais, sugeridos pela ocorrência de fácies deltaicas observadas em campo na faixa de afloramento do Estado do Paraná. Por outro lado não são observadas importantes feições erosivas no Membro Tibagi, o que minimiza, mas não anula, a possibilidade de ocorrência de uma Regressão Forçada de grande proporção.

Considerando que a Formação Ponta Grossa depositou-se em uma situação de bacia tipo rampa, onde a queda do nível do mar foi menor ou igual a taxa de subsidência, o presente trabalho sugere um modelo onde os arenitos do Membro Tibagi teriam se depositado num contexto similar a um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma.

Por definição, numa seqüência do tipo II, a cunha clástica que se deposita sobre o Limite de Seqüência, relacionada ao momento de mar baixo é representada pelo Trato de Sistema de Margem de Plataforma (*shelf-edge systems tract*) (Posamentier & Vail, 1988). Este trato caracteriza-se por empilhamento progradante passando a agradante, sendo de difícil distinção do Trato de Sistemas de Mar Alto sotoposto e no topo é limitado pela Superfície Transgressiva. Devido ao tipo de desconformidade, não há o desenvolvimento de vales incisos e sistemas de leques de assoalho, predominando depósitos costeiros e marinhos rasos.

É válido ressaltar que a Bacia do Paraná era uma rampa, e não uma plataforma com talude e por isso é impossível o desenvolvimento de um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma *stricto sensu*. Porém foi feita a utilização desta nomenclatura, pois dentre os modelos existentes na bibliografia, este é o que mais se assemelharia à idéia do modelo aqui proposto, principalmente pela forma de empilhamento sedimentar no momento de queda relativa do nível do mar.

Tendo esta idéia em mente e a noção de que os ciclos do Devoniano provavelmente representavam maior intervalo de tempo, foi feita a análise de

seqüências para todo o intervalo da Formação Ponta Grossa, cujo intuito foi averiguar a viabilidade do modelo.

Inicialmente, as Camadas de Transição, que se caracterizam por uma intercalação de arenitos e pelitos costeiros com tendência de transgressão marinha, representariam o término de um trato similar ao Trato de Sistemas de Margem de Plataforma associado aos últimos instantes de deposição da Formação Furnas.

A seqüência basal da Formação Ponta Grossa, referente ao Membro Jaguariaíva, foi inserido no Trato de Sistemas Transgressivo, que inicia-se nas Camadas de Transição e culmina com a Superfície de Inundação Máxima (Figura 6.4). A partir deste momento, tem-se o início do Trato de Sistemas de Mar Alto, com suave progradação representada nos poços 2-AP-1-PR, 2-RP-1-PR e no perfil de superfície (Figura 6.4 e

Figura 6.5) pelo incremento de material siltico-arenoso referente aos primeiros litotipos do Membro Tibagi.

Ao término do Trato de Sistemas de Mar Alto, tem-se o Limite de Seqüências e o processo de queda relativa do nível do mar (Figura 6.4 e

Figura 6.5), onde desenvolveu-se o trato similar ao Trato de Sistemas de Margem de Plataforma, representado pelos corpos arenosos progradantes a agradantes típicos do Membro Tibagi, cujo ambiente deposicional era caracterizado por deltas e correntes litorâneas, com forte influência de tempestades e talvez fácies transicionais nas porções de borda da bacia.

Por se tratar de um momento com suave queda do nível de base e/ou com nível do mar baixo estacionário, é provável que tenha ocorrido momentos de erosão de pequena magnitude, cujo registro é praticamente nulo e atenuado pelo fato de existir depósitos de planície deltaica preservados na região de borda de bacia (Andrade & Camarço, 1982), configurando um momento de agradação.

É interessante notar a diminuição da espessura dos corpos arenosos mais representativos do Membro Tibagi em direção as porções distais da bacia (Figura 6.6). Nas regiões proximais (poços 2-JA-1-GO e 2-RA-1-MS) ocorreu a deposição de grande volume de areia em ambientes de planície deltaica com influência fluvial e costeira; que gradativamente (poço 2-AP-1-PR e perfil de superfície) passam a ambientes de frente deltaica, com fluxos de alta

densidade sob forte retrabalhamento por ação de tempestades e/ou correntes associadas; e nas porções profundas distais não houve energia suficiente para a chegada de areias, depositando apenas material pelítico (poço 1-RS-1-PR).

Sobre o trato similar ao Trato de Sistemas de Margem de Plataforma ocorre a Superfície Transgressiva materializada pelo incremento abrupto de material argiloso sobre os corpos arenosos mais possantes (Figura 6.4 e

Figura 6.5), onde se inicia um novo Trato de Sistemas Transgressivo que culmina com a mais expressiva Superfície de Inundação da unidade, inserida no Membro São Domingos. A partir desta Superfície, tem-se o Trato de Sistemas de Mar Alto datado do Frasniano (Daemon *et al.*, 1967), o qual é preservado em apenas alguns poços (exemplo do poço 2-AP-1-PR) devido a forte erosão ocorrida no Carbonífero.

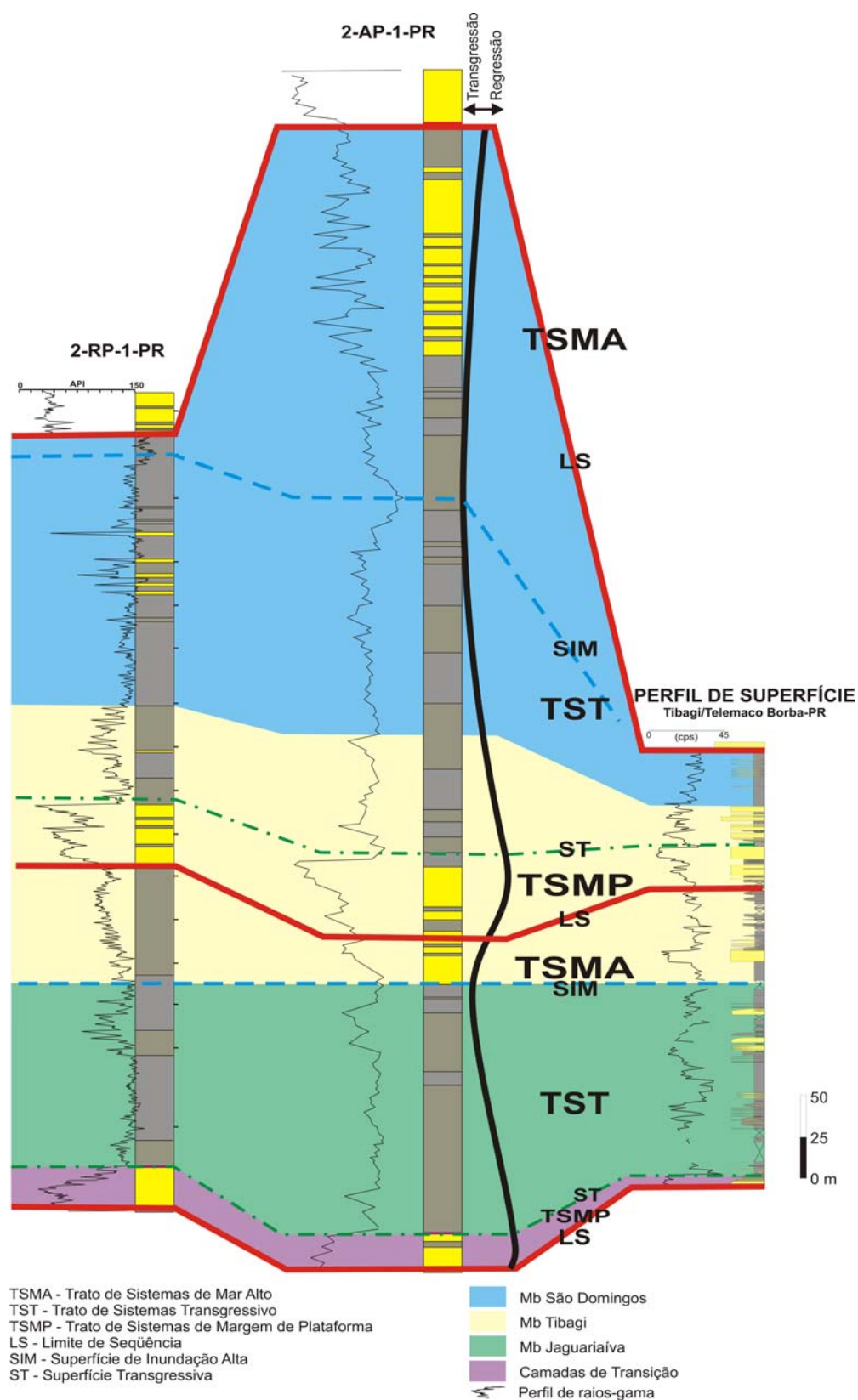


Figura 6.4 – Seqüências e tratos de sistemas da Fm Ponta Grossa

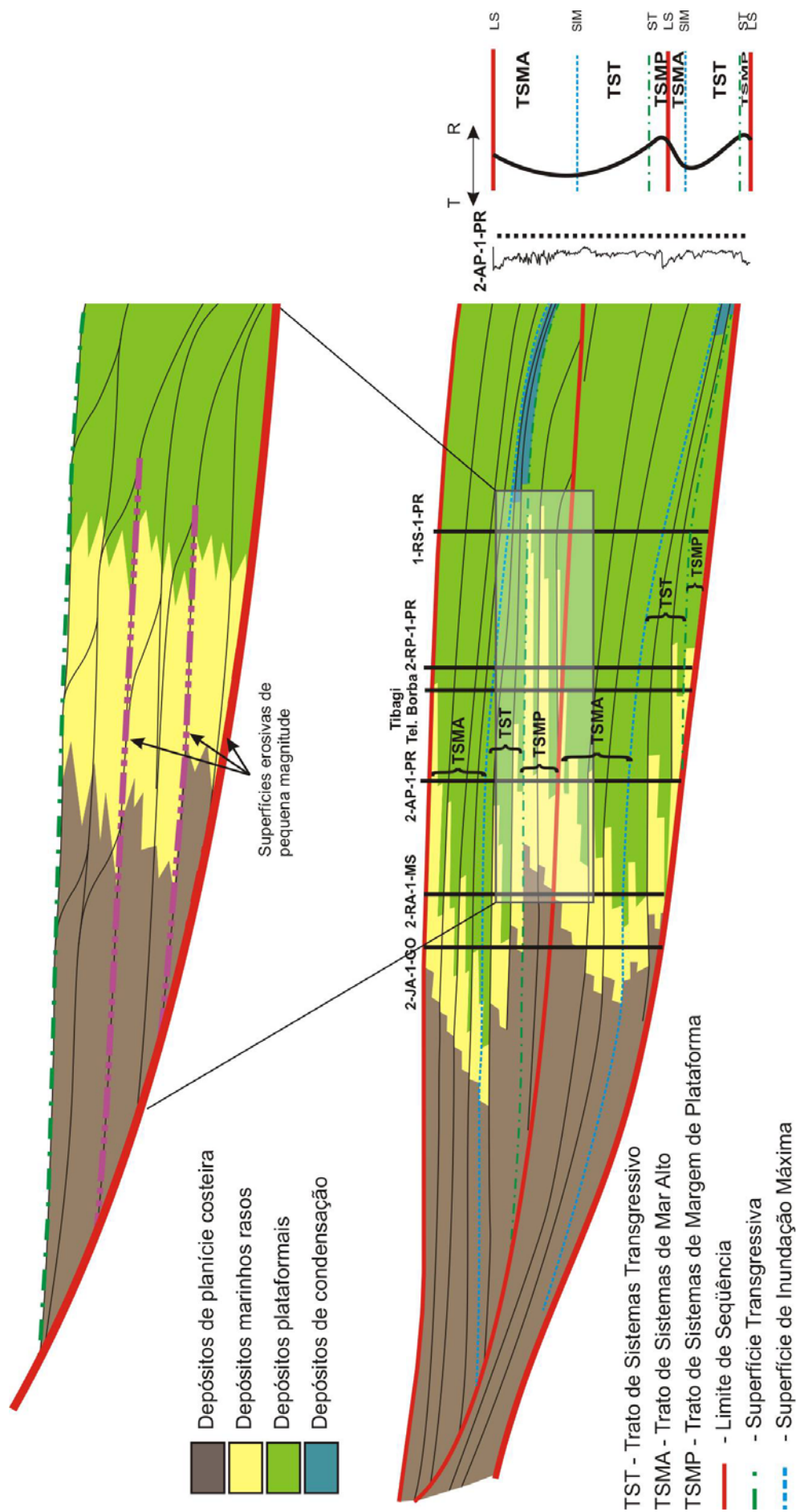


Figura 6.5 – Modelo de seqüências deposicionais para a Fm Ponta Grossa com destaque para o Trato de Sistemas de Margem de Plataforma (adaptado de Van Wagoner *et al.*, 1990) (os perfis de poços JA, RA, AP, TB, RP e RS são apresentados na Figura 6.6).



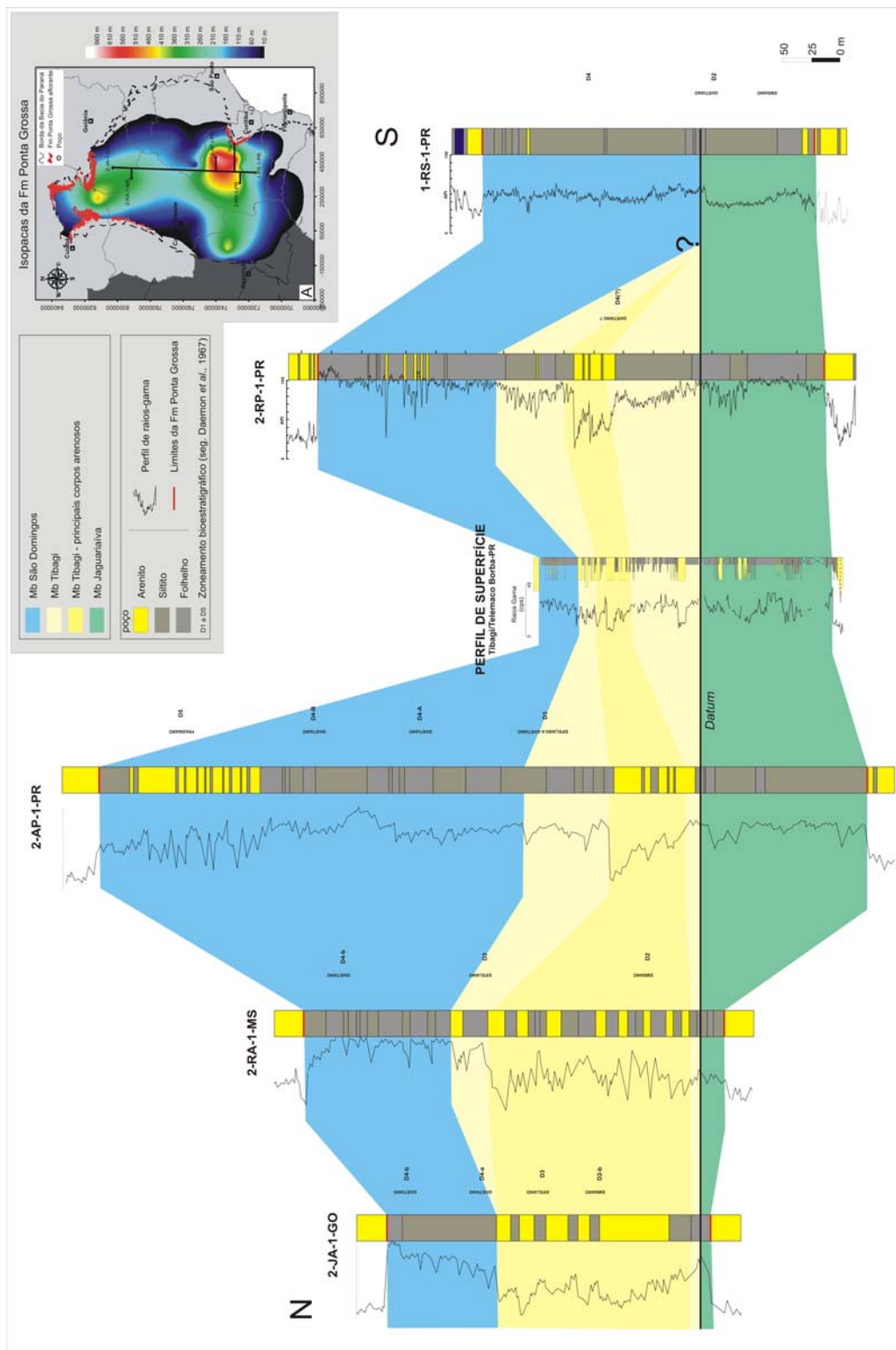


Figura 6.6 – Seção de correlação N-S da Formação Ponta Grossa mostrando distribuição de espessuras dos litotipos nas porções próximas (N) e distais (S)

## 6.2. Parassequências e conjunto de parassequências

Segundo a definição de Van Wagoner *et al.* (1990), as “parassequências”, consistem numa sucessão de estratos geneticamente relacionados limitados por superfícies de afogamento ou suas superfícies correlatas. Adiciona-se a essa definição o fato de que parassequências em unidades siliciclásticas apresentam-se como ciclos de arrasamento ascendente (*coarsening upward*), pois constituem eventos individuais de progradação de fácies. As superfícies limítrofes formam-se devido ao rápido incremento da lâmina d’água, causando afogamento da cunha progradante e deposição de fácies distais abruptamente sobre as proximais

No estágio atual de informações disponíveis, a diferenciação de parassequências ou conjunto de parassequências da Formação Ponta Grossa é extremamente difícil, faltando ainda dados de geoquímica e paleontologia para melhor diferenciação.

No caso do Membro Jaguariaíva as parassequências ou conjunto de parassequências são sutis, sendo caracterizadas a partir de folhelhos com pequeno incremento de material síltico-arenoso, conforme observado no afloramento e em perfis de raios gama de poços (Figura 6.7 e Figura 6.8). Tais parassequências ou conjunto de parassequências representariam os influxos sedimentares e suaves progradações, mesmo numa tendência geral de afogamento no Trato de Sistema Transgressivo.



Figura 6.7 – Visão geral do Mb Jaguariaíva mostrando folhelhos com leve incremento ascendente de areia, mesmo num contexto de nível de mar transgressivo.

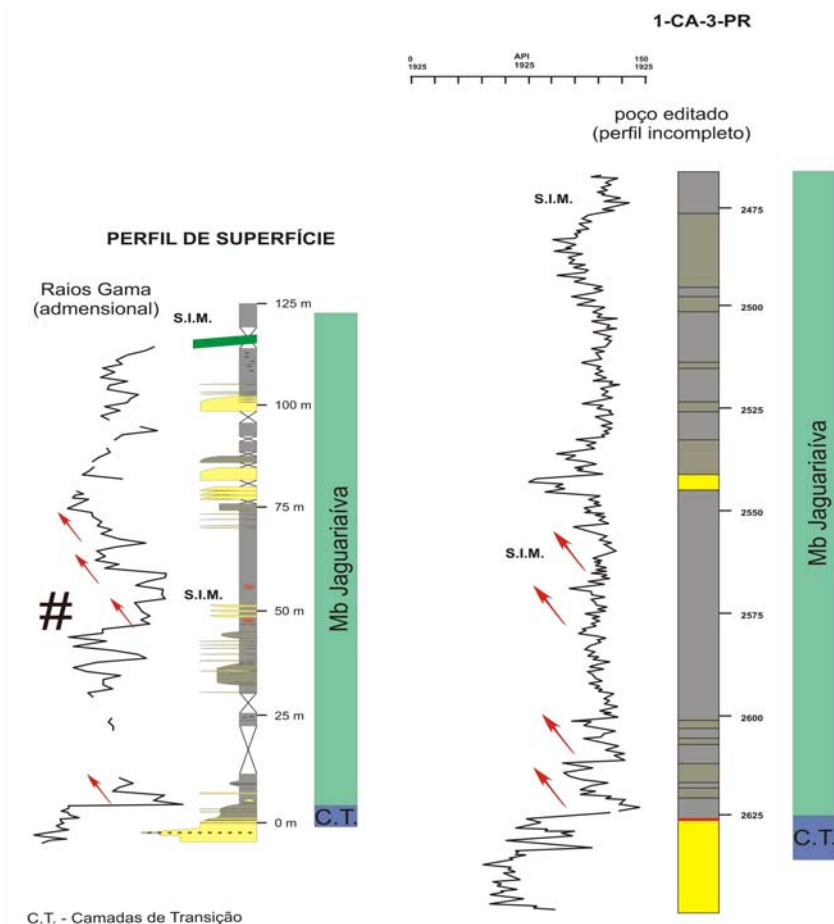


Figura 6.8 – Perfis estratigráficos e de raios gama do Mb Jaguariá. As setas vermelhas indicam tendências de engrossamento para cima. (#) representa a posição da fotografia da Figura 6.7.

No caso do Membro Tibagi, as parassequências ou conjunto de parassequências são mais evidentes e representam o influxo de sedimento como reflexo das pequenas variações no espaço de acomodação no contexto paleogeográfico dos deltas no trato de sistemas similar ao Trato de Sistemas de Margem de Plataforma. Em afloramento, os corpos arenosos de em média 15 m de espessura com engrossamento granulométrico em direção ao topo são limitados por afogamentos materializados por folhelhos e compõem o típico padrão das parassequências ou conjunto de parassequências. Os perfis de raios gama de superfície e subsuperfície confirmam este padrão (Figura 6.9 e Figura 6.10).

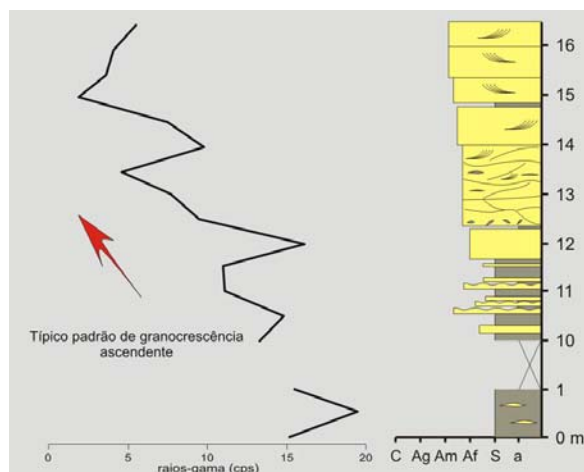


Figura 6.9 - Perfil estratigráfico e gamaespectrométrico do afloramento ilustrando uma parassequência típica do Mb Tibagi.

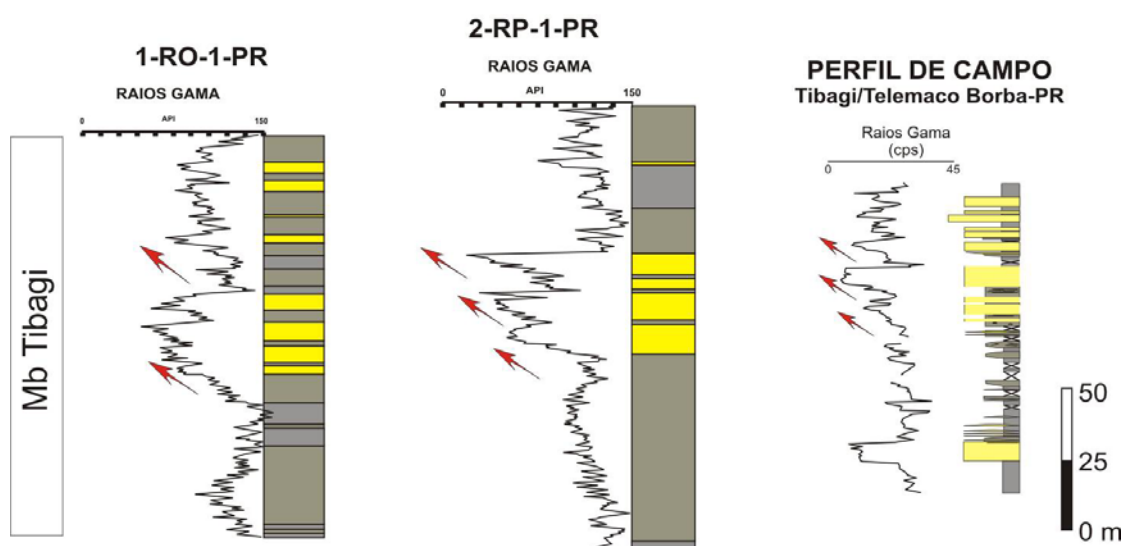


Figura 6.10 – Perfis gamaespectrométricos do Mb Tibagi em superfície e subsuperfície ilustrando o padrão de engrossamento granulométrico (setas vermelhas) em direção ao topo das seqüências, configurando as parassequências.

### **6.3. Comparação entre modelos**

O modelo apresentado neste trabalho, no qual é lançada a idéia da existência de um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma, possui algumas similaridades e diferenças com os trabalhos de Assine (1996) e Bergamaschi (1999).

Com relação a Assine (1996), as semelhanças ficam relacionadas à amplitude temporal das seqüências, onde as Camadas de Transição e a Formação Ponta Grossa juntas forma duas seqüências de aproximadamente 15-20 Ma cada. Porém, os modelos divergem na localização da Superfície de Inundação Máxima da seqüência inferior, sendo que para melhor adaptar o presente modelo, tal superfície foi situada alguns metros acima da superfície proposta por Assine (1996) (Figura 6.11); e a maior diferença está no fato deste autor usar um modelo de progradação deltaica em um Trato de Sistemas de Mar Alto para a deposição dos arenitos do Membro Tibagi, enquanto o presente modelo usa um Trato de Sistemas de Mar Alto inicial que passa a um trato similar ao Trato de Sistemas de Margem de Plataforma, onde estaria o ápice da deposição do Membro Tibagi. Com isso o Limite de Seqüências também é diferente, sendo que o presente modelo situa-o abaixo do proposto no modelo de Assine (1996). A partir da Superfície Transgressiva da segunda seqüência, os modelos tornam-se idênticos.

Com relação ao modelo de Bergamaschi (1999), a principal diferença está na magnitude das seqüências, onde o modelo proposto pelo autor apresenta cinco seqüências enquanto o presente modelo apresenta apenas duas. Aparentemente as diferenças são relacionadas a uma questão de escala, e as seqüências de Bergamaschi (1999) se assemelhariam a conjuntos de parasseqüências na escala do presente modelo.

A pequena semelhança entre o presente modelo e o daquele autor, é na idéia da existência de uma queda relativa do nível do mar, porém o autor considera que esta queda promoveu a situação de um Trato de Sistemas de Mar Baixo com desenvolvimento de Regressão Forçada, enquanto o presente modelo assume que esta queda não foi tão expressiva, e por isso a regressão não foi tão pronunciada, favorecendo o desenvolvimento de um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma. Devido a estas diferenças, existem variações nos limites de seqüências que podem ser observadas na Figura 6.11.



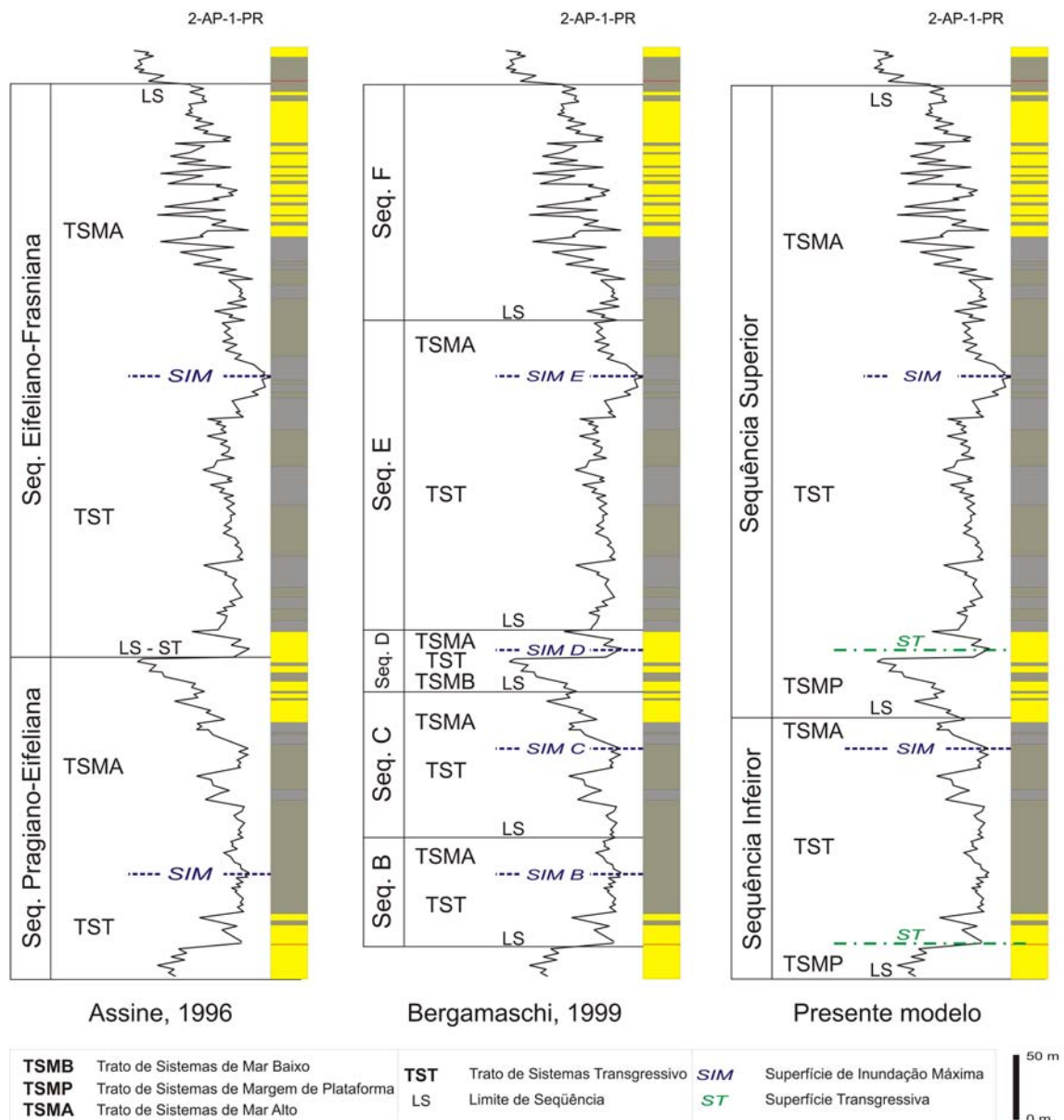


Figura 6.11 – Comparação entre os modelos de Assine (1996), Bergamaschi (1999) e o modelo introduzido no presente trabalho.

## 7. SISTEMA PETROLÍFERO

Há tempos a Bacia do Paraná vem sendo objeto de estudo para exploração de hidrocarbonetos, cujos principais prospectos são os sistemas petrolíferos Ponta Grossa/Itararé e Irati/Rio Bonito.

Embora seja reconhecida a importância da Formação Ponta Grossa no que diz respeito à geração de hidrocarbonetos, o seu potencial como intervalo portador de reservatórios normalmente é negligenciado, em contraposição aos níveis estratigráficos Permo-Carboníferos. Por outro lado, na Bacia Tarija (Bolívia e Argentina), ocorrem importantes acumulações de gás nos arenitos devonianos da Formação Huamampampa, correspondente à porção arenosa intermediária da Formação Ponta Grossa (Membro Tibagi).

De fato, em poços profundos foram detectados traços de gás em arenitos do Membro Tibagi, e por isso o presente trabalho chama atenção para o estudo de um provável Sistema Petrolífero Devoniano (*play*: Ponta Grossa/Ponta Grossa).

A seguir serão apresentadas algumas características da Formação Ponta Grossa, relativas à geologia de hidrocarbonetos.

### 7.1. Rocha Geradora

A Formação Ponta Grossa é classicamente conhecida como geradora de hidrocarbonetos para a Bacia do Paraná, isto devido ao alto teor de matéria orgânica tipo II e III, evidenciado pela abundância de fósseis macroscópicos e principalmente microscópicos. A partir desta unidade têm-se as ocorrências de gás e condensado em arenitos permo-carboníferos do Grupo Itararé e da Formação Rio Bonito, além dos arenitos do Membro Tibagi da própria formação. Não obstante, os membros Jaguariaíva e São Domingos são considerados cronocorrelatos à Formação Los Monos, portadora dos folhelhos geradores dos campos produtores de gás no noroeste Argentino e na Bolívia.

No trabalho de Bergamaschi (1999), foram detectados, a partir dos perfis de Carbono Orgânico Total (COT) em afloramentos, dois bons intervalos de até 2,5 % de COT no Membro Jaguariaíva, este autor também reconheceu duas superfícies de inundação máxima ricas em matéria orgânica neste membro, porém seu perfil não alcançou todo o Membro São Domingos, que Assine

(1998) e Bergamaschi (1999) ao observar o padrão de curvas de raios gama, reconhecem como a principal inundação da formação e o nível com maior propensão à concentração de matéria orgânica. Segundo Zalán *et al.* (1990) o Membro São Domingos apresenta teor de carbono (COT) de 3%.

Os membros Jaguariaíva e São Domingos juntos possuem em média 300 m de espessura de pelitos. O Membro Jaguariaíva tem espessura média de pelitos de 100 m, podendo alcançar 150 m no depocentro da sub-bacia de Apucarana, local onde o Membro São Domingos chega a 250 m de espessura de pelitos. (Figura 7.1).

Entretanto, o Membro São Domingos foi a unidade mais exposta a erosão carbonífera e por isso apresenta espessuras muito variadas, chegando à ausência em algumas porções. Além de sua ausência, o fato de estar estratigraficamente acima dos reservatórios devonianos faz necessário controle estrutural que o ponha abaixo ou ao lado dos reservatórios.

O mapa da Figura 7.2 ilustra o potencial de geração de hidrocarbonetos na Formação Ponta Grossa a partir de espessura total de folhelho e TOC obtidos em dados de poços (Goulart & Jardim, 1982). Observa-se que áreas mais favoráveis concentram-se na “calha central” da bacia (Milani, 1997), distante de estruturas positivas como os arcos de Ponta Grossa e Assunção onde a preservação da matéria orgânica foi comprometida. Na calha central, a Formação Ponta Grossa situa-se hoje a profundidades superiores a 3500 m (Figura 7.3).

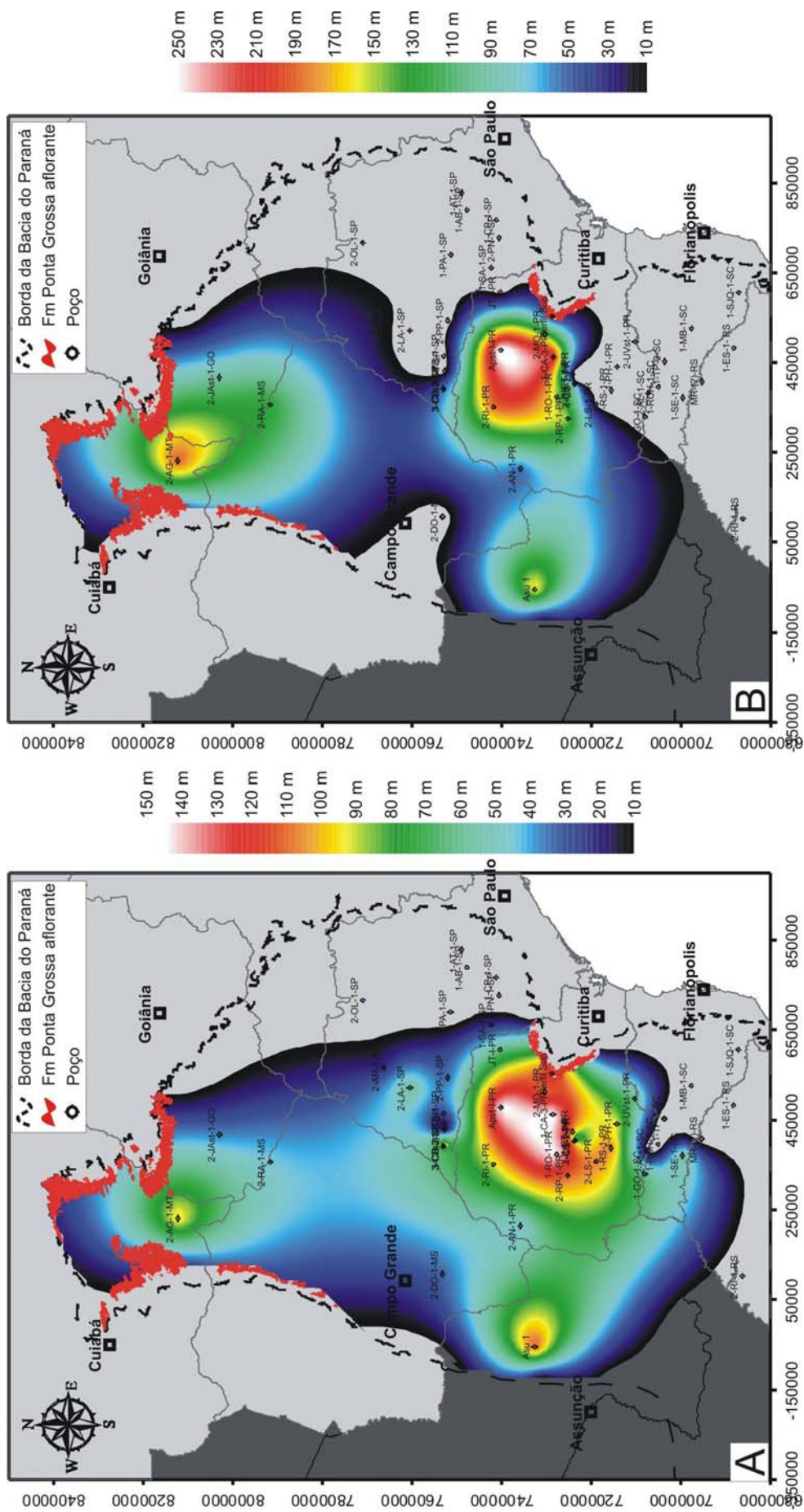


Figura 7.1 – Isolitas de pelitos dos mbs Jaguaraiá (A) e São Domingos (B).

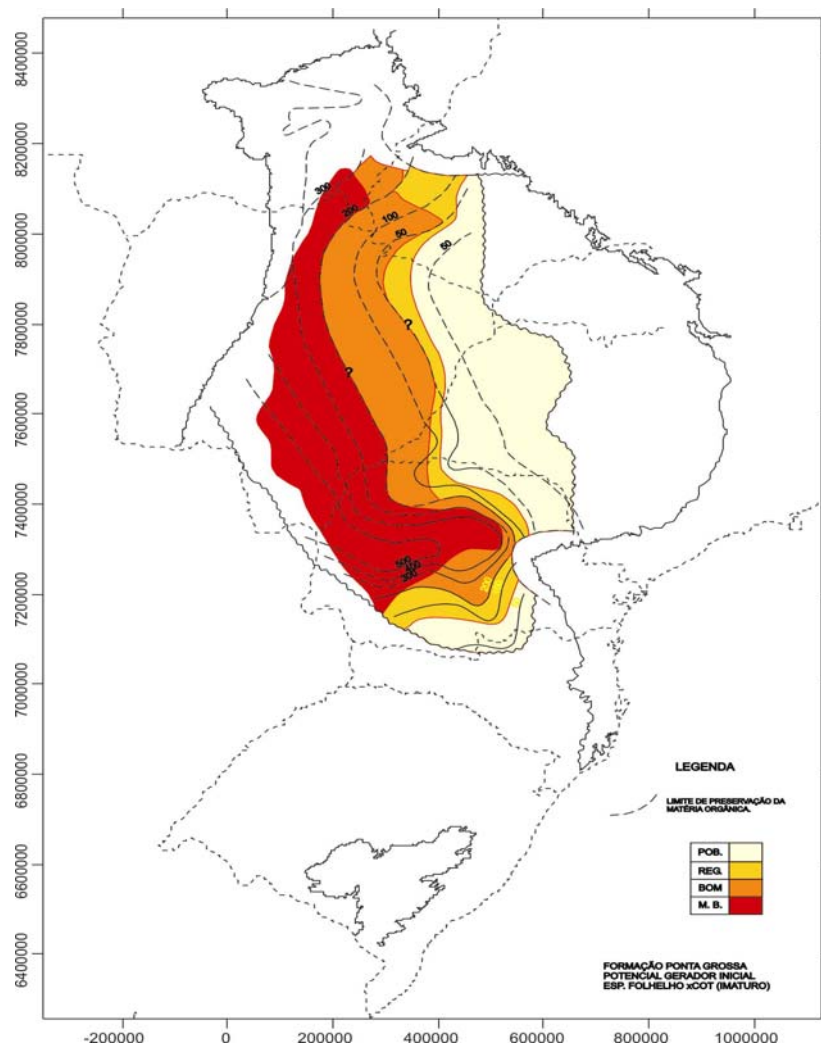


Figura 7.2 – Mapa do potencial de geração da Formação Ponta Grossa (Modificado de Goulart & Jardim, 1982).

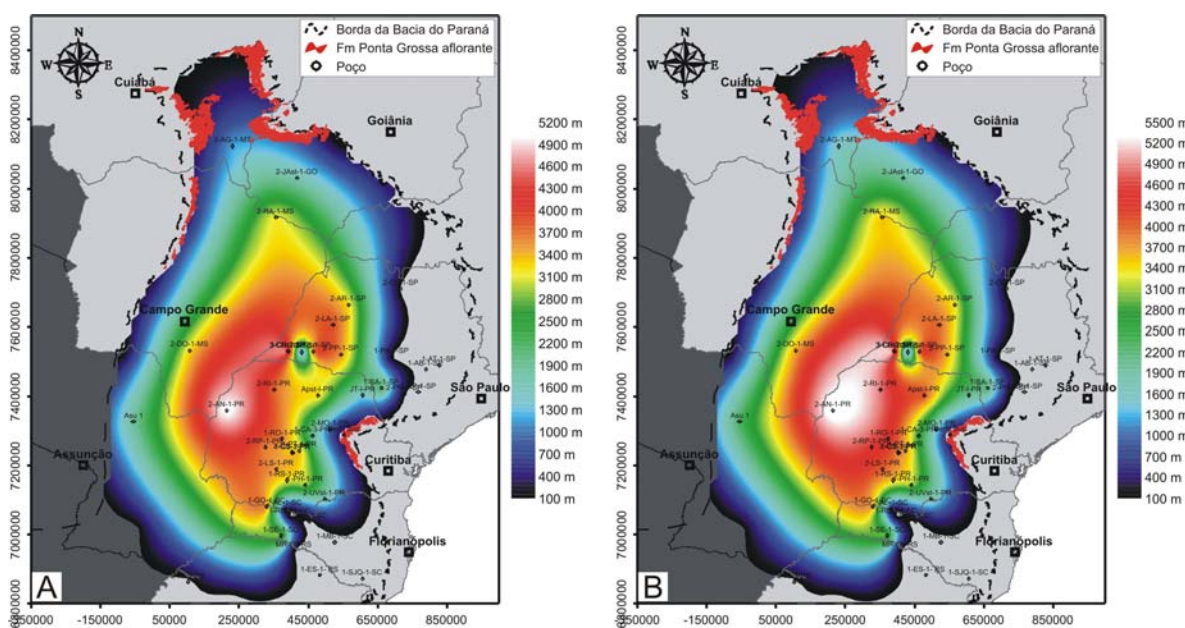


Figura 7.3 – Mapa de profundidade do topo (A) e base (B) da Fm Ponta Grossa.



## 7.2. Rocha Reservatório

O mapa de isolitas de arenitos do Membro Tibagi (Figura 7.4) não deixa dúvidas de que a maior quantidade de areias deste intervalo potencial portador de reservatórios para hidrocarbonetos encontra-se na porção norte e calha central da bacia.

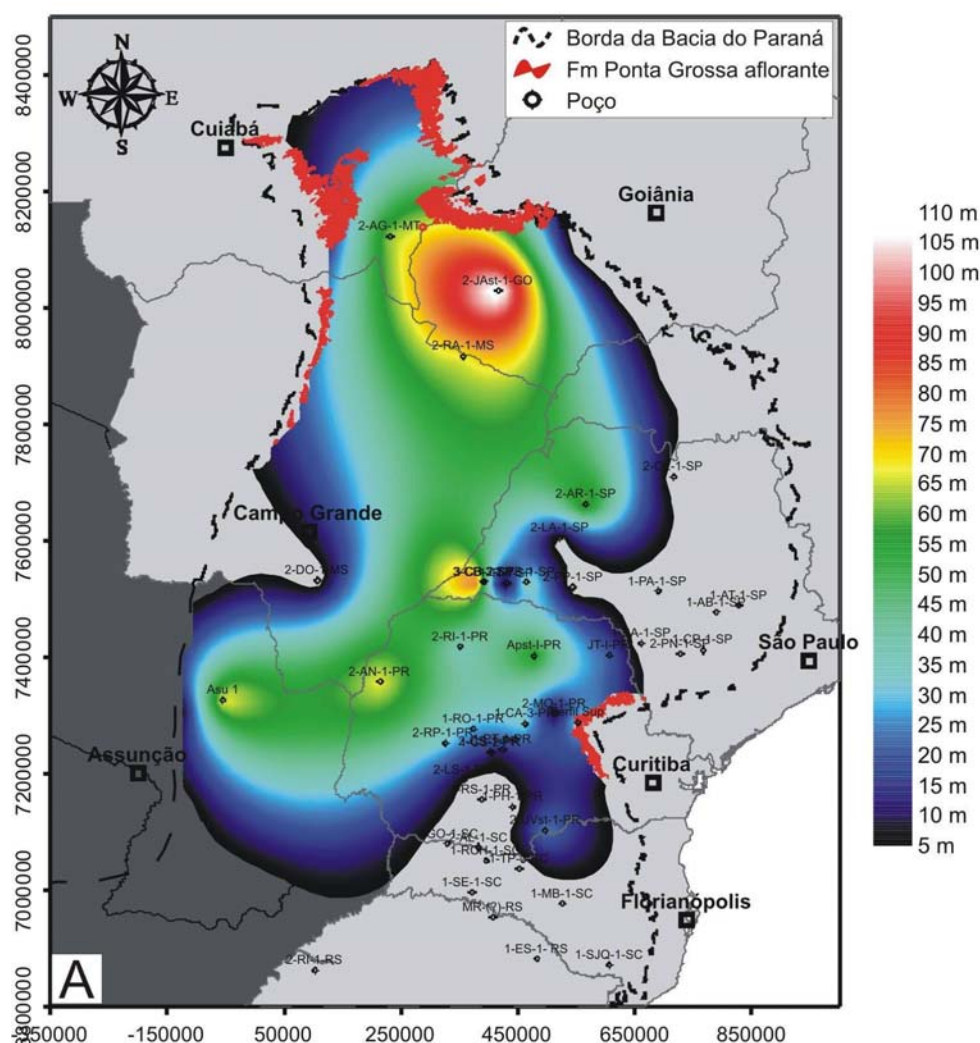


Figura 7.4 – Mapas de isolitas de arenitos do Mb Tibagi.

A pesar do presente trabalho não ter produzido minuciosos estudos petrográficos e petrofísicos, Diniz (1985) descreve arenitos do Membro Tibagi em testemunhos com boa seleção granulométrica, característica também comprovada nas descrições macroscópicas feitas em campo, nas fácies de barras desembocadura deltaica e fácies de correntes litorâneas, do afloramento do rio Tibagi em Ponta Grossa.

Diniz (1985) também descreve intervalos arenosos fraturados no Membro Tibagi, característica relevante para o quesito de permeabilidade de reservatórios, como o exemplo dos campos de Aguarague e Macueta na Bolívia, onde se produz gás em reservatórios devonianos fraturados da Formação Huamampampa, cronocorrelata ao Membro Tibagi.

Os perfis de resistividade apresentam picos de baixa resistividade no topo dos horizontes arenosos (Figura 7.5), indicando a presença de água. Esta água preenche espaços porosos, que em condições ideais podem estar preenchidos por hidrocarbonetos.

Os perfis de raios gama também sugerem arenitos limpos, com pouca matriz e pouco feldspato, chegando a 15 m de espessura cada corpo. Buscando identificar as porções mais limpas, foram elaborados quatro mapas de isolitas de arenitos do Membro Tibagi com corte de teor de argila, sendo teores < 50, < 40, < 30, < 20% de argila. Esta técnica consiste em selecionar picos com menor valor de radioatividade referentes a arenitos e defini-los como 0 % argilosos ou 100 % limpos e os picos de maior radioatividade referentes a folhelhos com 100 % de argila, ou 0 % limpos, e assim mede-se as espessuras de arenitos com as diversas teores de argila (Figura 4.5).

Na Figura 7.6 é notável a tendência dos arenitos mais limpos estarem localizados na calha central da bacia, onde depositavam-se areias em condições de frente deltaica com bom retrabalhamento por corrente, longe da área fonte a N/NNE onde predominariam fácies proximais imaturas mineralógica e texturalmente, longe também do depocentro da sub-bacia Apucarana, que por sua localização distal, predominava deposição de argila.

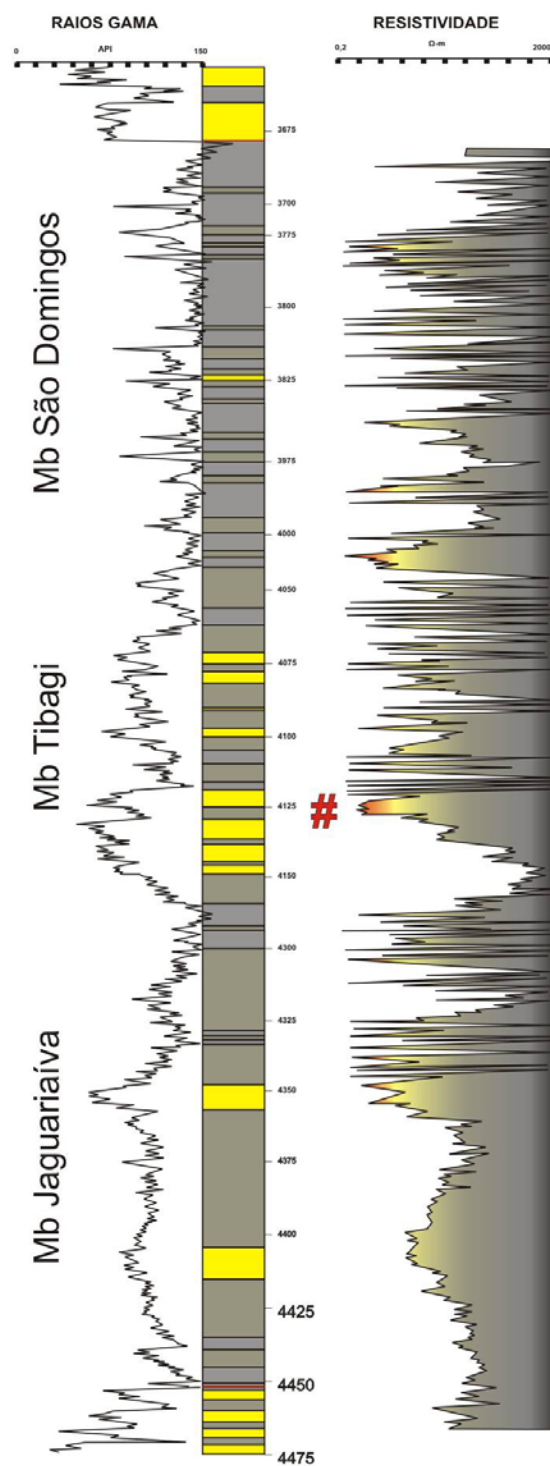


Figura 7.5 – Perfil de raios gama e resistividade do poço 1-RO-1-PR. Notar os valores de baixa resistividade (#) nos arenitos do Mb Tibagi. obs: picos de baixa resistividade serrilhados lidos nos folhelhos são anomalias devido à presença de pirita.

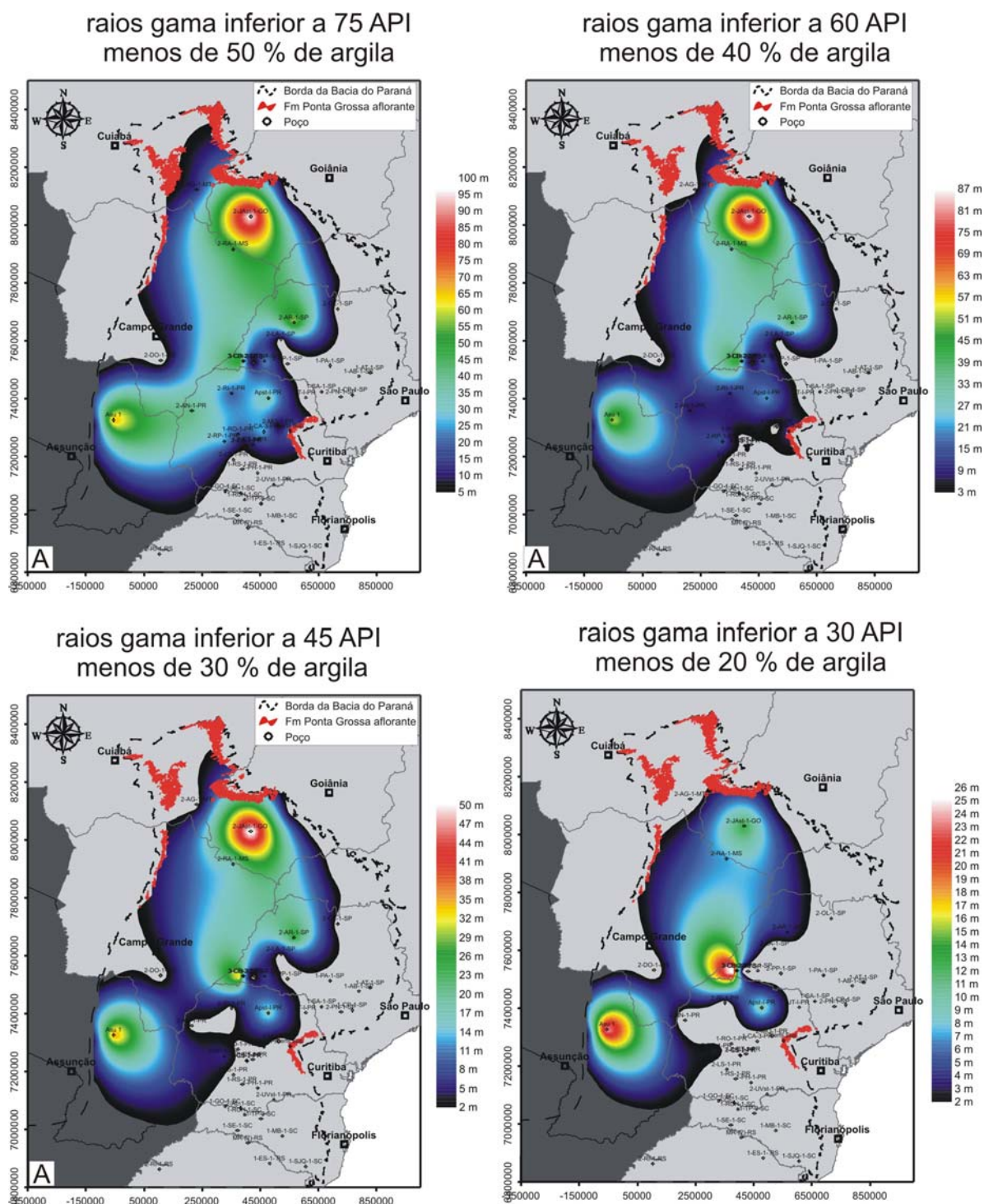


Figura 7.6 – Mapas de isolitas de arenitos do Mb Tibagi com cortes de teor de argila. Notar a presença dos arenitos mais limpos (menor teor de argila) na calha central da bacia.

### 7.3. Rocha Selo

A questão de selo para um sistema petrolífero devoniano é relativamente simples, pois se resume ao Membro São Domingos, o qual apresenta alto índice de pelitos com importantes espessuras de em média 100 m, que



chegam a 250 m no depocentro da sub-bacia de Apucarana. O único complicador é sua extrema variação de espessura, chegando à inexistência nas porções marginais dos principais depocentros. Mesmo assim, na calha central da bacia, onde ocorrem os melhores reservatórios, o Membro São Domingos tem em média 100 m de espessura (Figura 7.7).

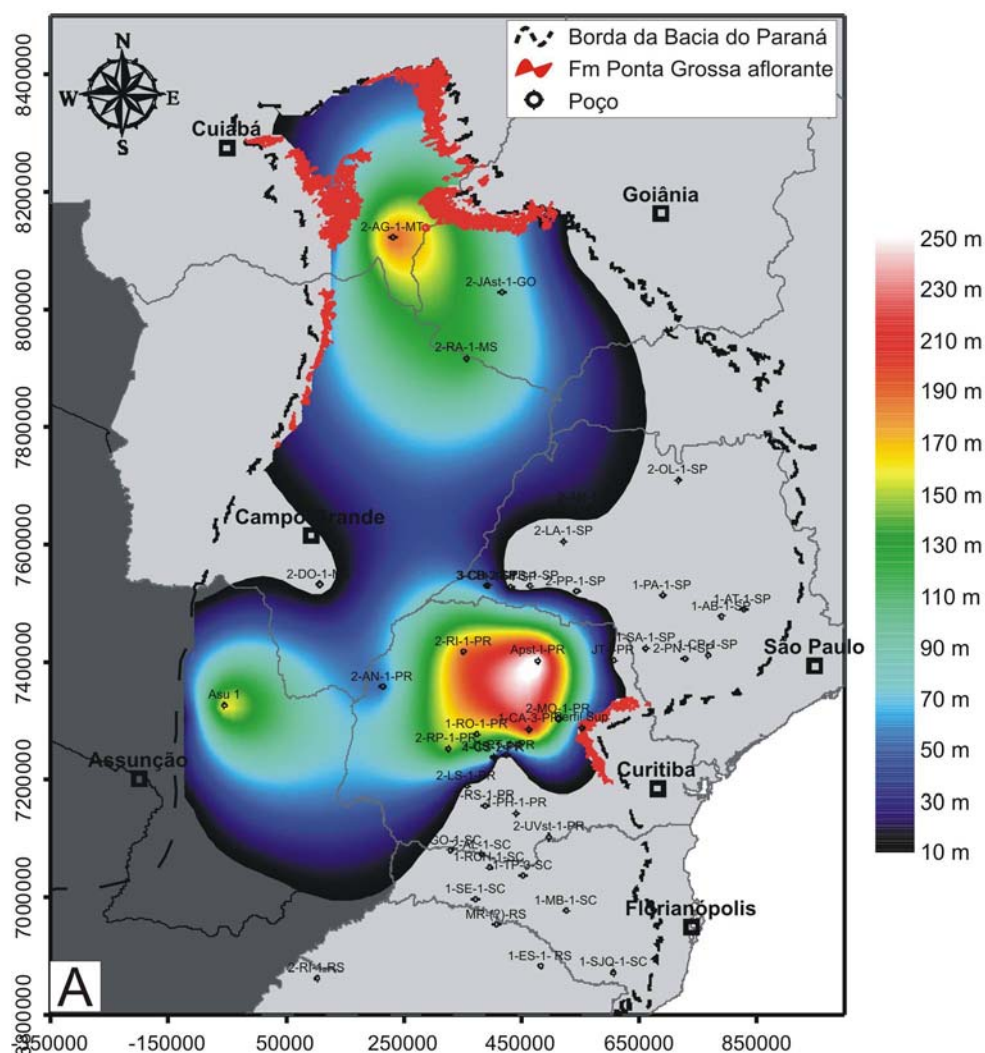


Figura 7.7 – Mapa de isolitas de pelitos do Mb São Domingos, intervalo selante do Sistema Petrolífero Devoniano.

Nos campos de gás da Bacia Tarija, a principal rocha selante são os próprios folhelhos geradores da Formação Los Monos/Rincón. No campo de Ramos, considerado o maior da província Santa Cruz-Tarija, o selo compreende um diápiro de folhelho com cerca de 2 km de espessura. Nesse campo, as acumulações de hidrocarbonetos situam-se em arenitos da Formação Huamampampa. Este exemplo é totalmente válido para a Formação



Ponta Grossa, no caso os folhelhos São Domingos seriam geradores e selo para os arenitos Tibagi.

Um dos fatores controladores da efetividade de rochas capeadoras é o grau de fraturamento, uma variável relacionada aos mecanismos de deformação durante os vários eventos tectônicos verificados nessas bacias. Nas áreas sujeitas à intensa deformação por fraturamento, os domínios com tendência de gerar estruturas para armazenar fluidos devem também ser mais propensos à existência de rochas selantes mais fraturadas (Rostirolla *et al.*, 2003). Zonas intensamente fraturadas conduziriam também à perda anômala de vazão durante a produção de gás, tal como no campo de Barra Bonita, na Bacia do Paraná. Mas no caso do Membro São Domingos, graças a sua posição crustal profunda (~4000 m), prevê-se maior plasticidade, e por isso sua integridade tende a ser preservada.

De forma subordinada, e em situações geológicas específicas, aparecem soleiras de diabásio, cujo papel como selo em algumas estruturas dômicas da Bacia do Paraná foi demonstrado em vários trabalhos (e.g. Milani & Catto, 1998; Rostirolla *et al.*, 2000) e é responsável pela produção de gás no Campo de Barra Bonita, no Paraná. Apesar de em Barra Bonita ocorrer um selo de diabásio sobre arenitos carboníferos, a Formação Ponta Grossa também é repleta de soleiras de diabásio que podem chegar a 630 m de espessura (p. ex. poço 2-RI-1-PR).

## **7.4. Trapas**

### **7.4.1. Trapas estratigráficas**

A descoberta de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná é condicionada essencialmente por trapas estruturais em diferentes contextos tectônicos. A possibilidade de descobertas associadas a armadilhas estratigráficas primárias é mais complexa.

No caso da Formação Ponta Grossa, a ocorrência de trapas estratigráficas relaciona-se a corpos arenosos lenticulares que ocorrem englobados no interior de pacotes lamíticos, como folhelhos e siltitos. Nessas situações, as relações de contato laterais e verticais atribuem condição de total ou parcial confinamento, favorável ao desenvolvimento de trapas estratigráficas (Figura 7.8). Contudo, por falta de bons afloramentos ainda não foram

precisamente descritas variações laterais dos corpos arenosos do Membro Tibagi, mas que pelo modelo deposicional de fácies deltaicas, pode perfeitamente ocorrer. As fácies de tempestitos poderiam ser mais facilmente identificadas, pois se tratam de importantes corpos arenosos lançados em meio a folhelhos bacia adentro.

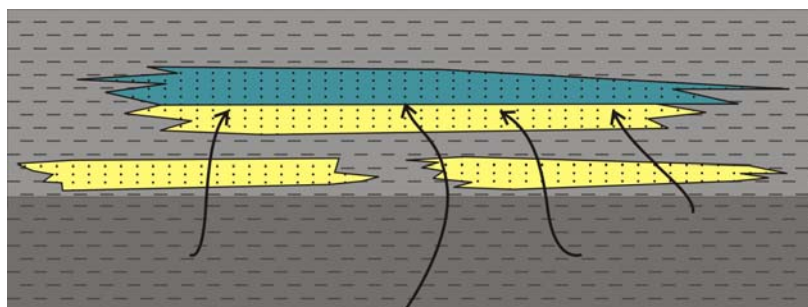


Figura 7.8 – Modelo esquemático de trapa estratigráfica (setas indicam migração).

#### 7.4.2. Trapas estruturais

De forma geral, as trapas estruturais nas bacias intracratônicas são caracterizadas por selos lateralmente contínuos representados por sedimentos pelíticos, ou por selos menos contínuos e também menos efetivos, quando representados por soleiras de diabásio. A geometria das trapas está associada à reativação de estruturas do embasamento, cuja deformação tem sido associada aos eventos orogenéticos nas margens da placa.

A hipótese admitida por vários autores é de que esforços deformadores na borda da placa foram propagados para o seu interior, sendo somados aos esforços verticais, sugerindo a ocorrência de bons prospectos estruturais associados à reativação de falhas.

Um exemplo é a Orogenia La Ventana (Permiano/Triássico) a qual gerou uma tensão principal máxima ( $\sigma_1$ ) de sul para norte, que condicionou a reativação de falhas NE. Já os eventos tectônicos mesozóicos, que afetaram os diques e soleiras de diabásio, apresentam característica distensiva, cujas falhas têm principalmente direção NW a NNW, porém com reativação local de estruturas NE.

Um importante alvo exploratório seriam as estruturas dômicas que se formaram durante as deformações meso-cenozóicas nos cruzamentos entre as estruturas NW e NE.

O modelo de trapa proposto por Rostirolla *et al.* (2000) baseia-se em altos estruturais alongados segundo a direção NE, que teriam se formado como grandes estruturas-em-flor positivas durante os eventos Eo a Neopaleozóicos, e que, posteriormente, teriam sofrido modificações localizadas. Como consequência desta deformação, *horsts* associados a transcorrências e blocos altos de falhas normais compõem as estruturas mais evidentes. As armadilhas preservadas da fase compressional estariam localizadas no alto central de estruturas-em-flor positivas, enquanto aquelas condicionadas às estruturas da fase distensional subsequente poderiam ser encontradas tanto no centro como nas bordas da estrutura (Figura 7.9).

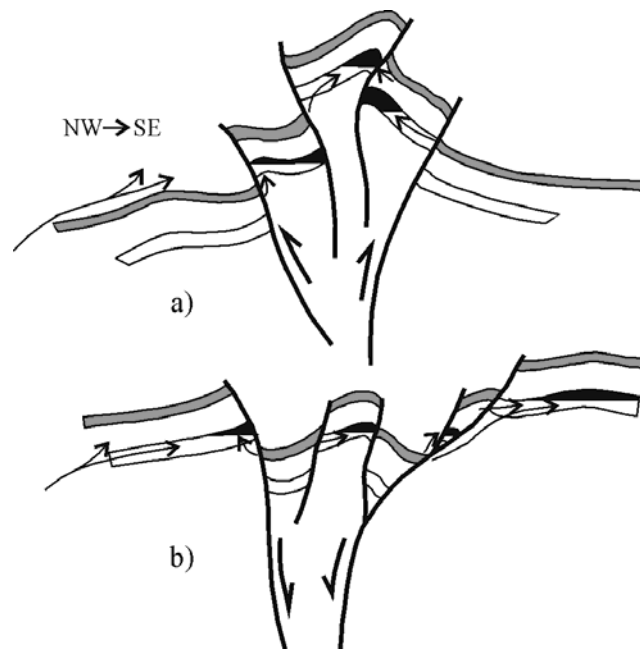


Figura 7.9 - Modelos de trapas estruturais no domínio intracratônico associadas a estruturas-em-flor positivas (a) e negativas (b), concebidos a partir da análise estrutural de feições dômicas na Bacia do Paraná (Rostirolla *et al.*, 2000).

### 7.5. Soterramento

A história de subsidência e soerguimento após o Devoniano esteve intimamente vinculada aos eventos tectônicos ocorridos na margem da placa, com reflexos no interior do Continente Sul-Americano (Milani, 1997). Esses eventos controlaram o acúmulo de grandes volumes de depósitos sedimentares e vulcânicos e a erosão parcial das unidades estratigráficas.

Na Bacia do Paraná a espessura de rochas do intervalo Carbonífero-Cretáceo que soterrou a Formação Ponta Grossa é de no máximo 5000 m (Figura 7.3). Foram dois os momentos de maior soterramento da unidade, o primeiro data do Permo-Carbonífero (320 a 260 Ma) e o segundo é relacionado aos derrames da Formação Serra Geral entre o Jurássico e Cretáceo (120 Ma).



Figura 7.10 - Curva de subsidência do devoniano da Bacia do Paraná no poço (Quintas *et al.*, 1999) (obs. Neste exemplo não estão apresentados os momentos de soerguimento ocorridos bacia).

## 7.6. Geração, migração e acumulação

A Figura 7.11 ilustra a carta de eventos para o Sistema Petrolífero Devoniano e nela é possível identificar os principais fatores elementares de geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos e a seguir é feito um resumo geral destes elementos.

As rochas geradoras depositaram-se no eo-devoniano e neo-devoniano e são referentes aos membros Jaguariaíva e São Domingos respectivamente. Tais unidades representam duas importantes inundações marinhas que proporcionaram, além da proliferação da vida marinha, a boa preservação da matéria orgânica.

As rochas reservatório são referentes ao Membro Tibagi, os quais foram depositados no meso-devoniano, período em que a bacia experimentou leve queda no nível eustático e conseqüente avanço de fácies deltaicas arenosas para o interior da bacia.

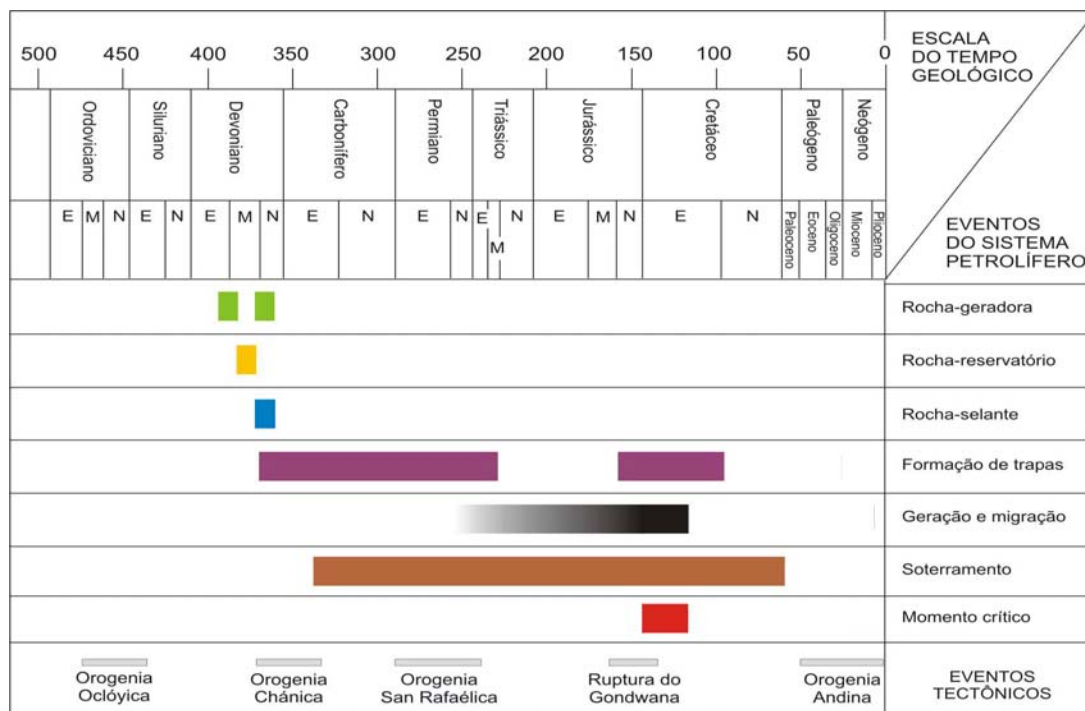


Figura 7.11 – Carta de eventos para o Sistema Petrolífero Devoniano.

As rochas selantes são referentes ao Membro São Domingos, as quais representam uma das mais importantes inundações marinhas ocorridas na Bacia do Paraná, onde depositaram mais de 250 m folhelhos.

As trapas estratigráficas foram formadas durante a própria deposição do Membro Tibagi durante o Devoniano Médio. Já as trapas estruturais estão associadas à reativação de estruturas com deformação a partir dos eventos orogenéticos nas margens da placa, datados principalmente do Devoniano-Mississípiano e Permiano-Triássico, e ao rifteamento continental do Eo-Cretáceo.

O soterramento ocorreu do Carbonífero ao Cretáceo, ou seja, todo o período posterior à sedimentação da Formação Ponta Grossa, com recobrimento por todas as demais unidades vulcano-sedimentares da Bacia do Paraná, com espessura superior a 4000 m.

Quanto à geração, a curva de subsidência de Quintas *et al.* (1999) (Figura 7.10) demonstra que a partir de 280 Ma a bacia sofreu forte subsidência relacionado à deposição das unidades carboníferas e permianas, lançando a Formação Ponta Grossa a aproximadamente 2000 m de



profundidade, onde a temperatura é de aproximadamente 95° C. Nestas condições a unidade entra na cozinha geração de óleo (Figura 7.12).

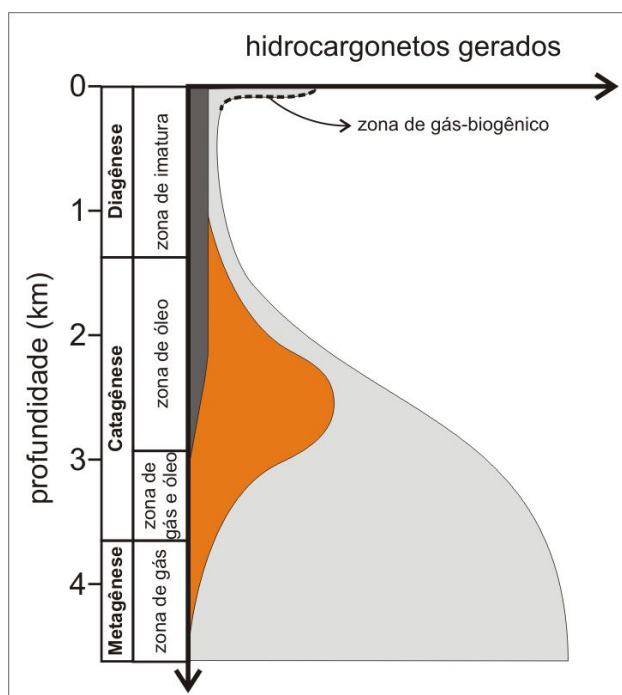


Figura 7.12 – Carta de janelas de geração de hidrocarbonetos de acordo com a profundidade (Tissot & Welte, 1984).

Mas o momento crítico de geração e migração deu-se a aproximadamente 120 Ma, ocasião da ruptura do Gondwana no Cretáceo e intrusão das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Além do incremento térmico vulcânico proporcionado pelas intrusões, que só na Formação Ponta Grossa chegam a formar soleiras de mais de 600 m de espessura (Figura 7.13), a Formação Ponta Grossa sofreu mais forte subsidência, chegando a mais de 4000 m de profundidade, onde a temperatura é de aproximadamente 160° C e assim a unidade entrou na janela de geração de gás.

Como o pico de geração se deu durante a ruptura do Gondwana, momento em que a Bacia do Paraná sofreu forte processo de estiramento e ruptura, pode ter havido escape dos hidrocarbonetos através das falhas normais até a superfície, principalmente na região do Arco de Ponta Grossa. Mas este processo pode depender do quão dúctil ou rúptil encontra-se a rocha, e a Formação Ponta Grossa, que neste período encontrava-se a 3500 m de profundidade, pode ter tido este efeito amenizado.



o Sistema Petrolífero Devoniano, cujos os principais prospectos para exploração estariam localizados na porção profunda da Bacia do Paraná, região geográfica das divisas entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, onde existem boas espessuras de rochas geradoras dos membros Jaguariaíva e São Domingos, boas espessuras de rocha selo do Membro São Domingos e principalmente melhores e mais espessas fácies de arenitos do Membro Tibagi (Figura 7.14).

A Figura 7.15 apresenta uma proposta simplificada da região mais propensa a conter acumulação de hidrocarbonetos no Sistema Petrolífero Devoniano, com base nos fatores rocha geradora, rocha reservatório, rocha selo, soterramento e limpidez de arenitos (Figura 7.6).

Contudo, as conclusões definitivas a respeito das possibilidades do Sistema Petrolífero ainda estão distantes de serem alcançadas. As idéias propostas no presente trabalho necessitam aprimoramento através da obtenção de novos dados, principalmente de subsuperfície. Com certeza o prosseguimento dos trabalhos será realizado e futuramente poderemos ver a Bacia do Paraná com o detalhe que ela merece ser vista.

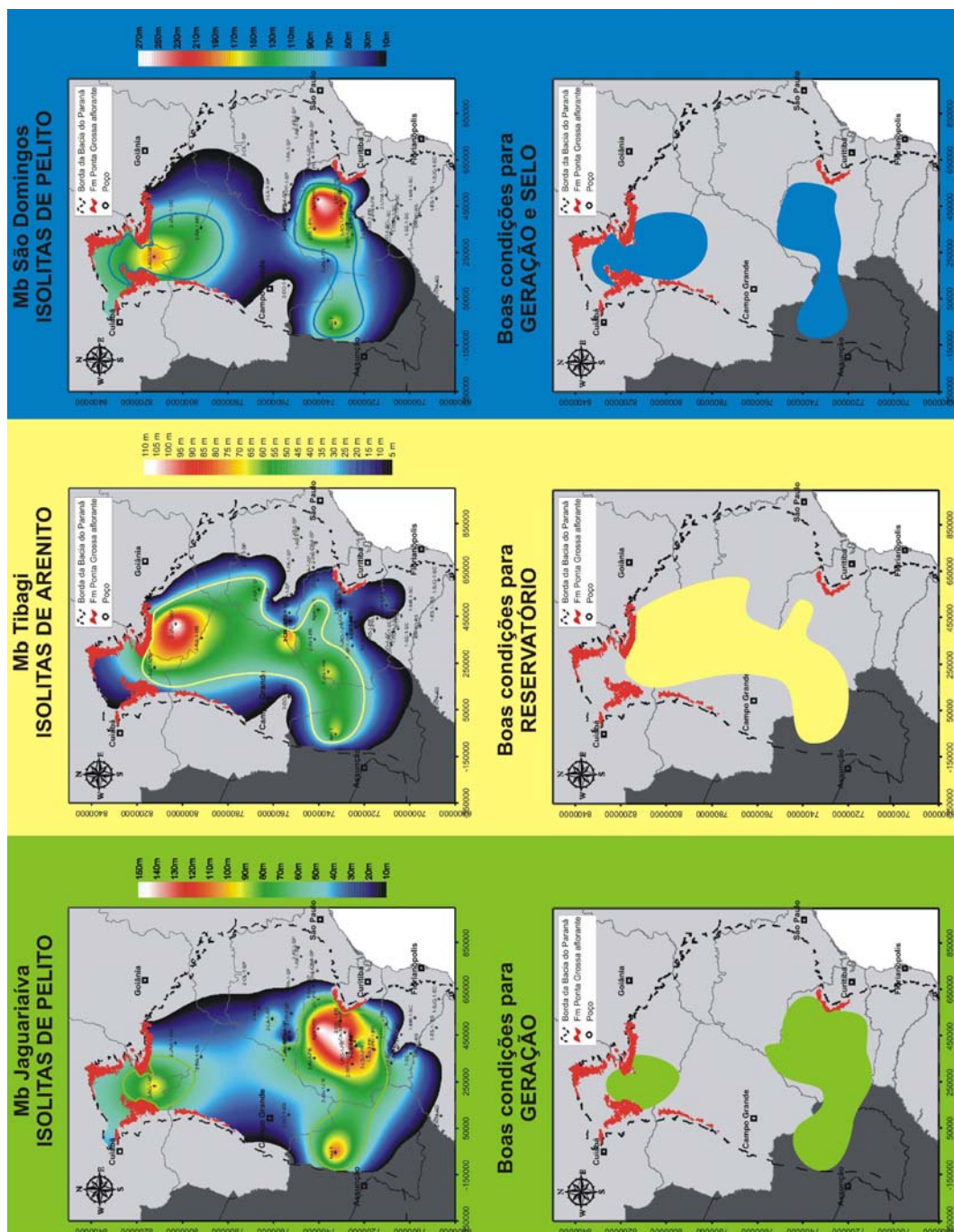


Figura 7.14 – Mapas de isolitas demonstrando as melhores espessuras de rocha geradora, rocha reservatório e rocha selo do Sistema Petrolífero Devoniano.



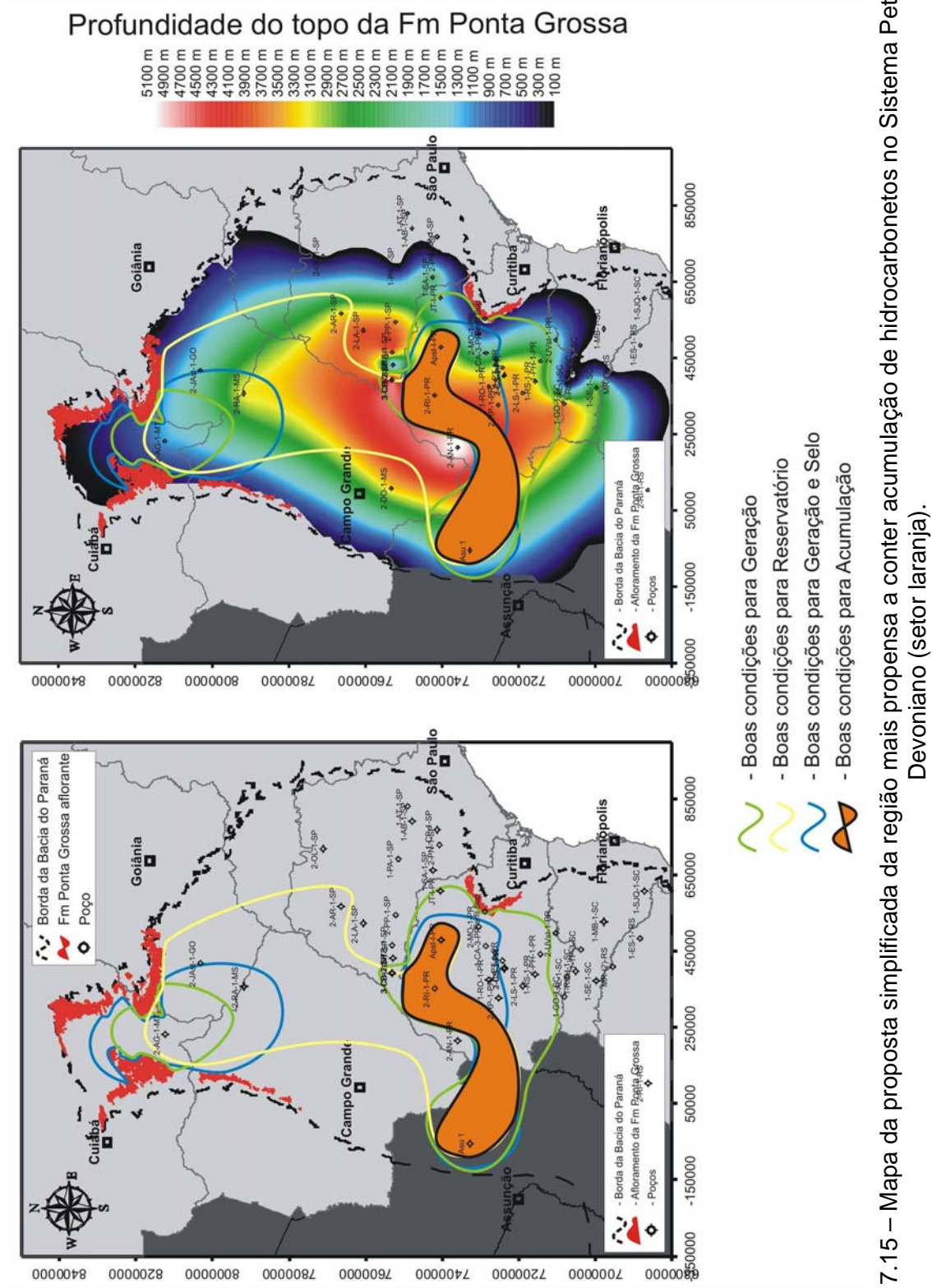


Figura 7.15 – Mapa da proposta simplificada da região mais propensa a conter acumulação de hidrocarbonetos no Sistema Petrolífero Devoniano (setor laranja).

## 8. CONCLUSÕES

- 1) As ferramentas utilizadas demonstraram-se apropriadas, com destaque para: utilização do *software Surfer 8*, com o qual foi possível elaborar com facilidade os diversos mapas de atributos da Formação Ponta Grossa; a vetorização dos perfis de poços com o *software CorelDRAW*, fornecendo facilidades de correlação entre os poços graças à manipulação destes na forma digital; e a utilização do método de gamaespectrometria de superfície que possibilitou a observação de sutis variações no padrão de empilhamento sedimentar e principalmente na correlação com os perfis de poços profundos e conseqüentemente a visualização na temática de modelos análogos.
- 2) As Camadas de Transição foram descritas em diversos afloramentos no Estado do Paraná, onde apresentam em média 25 m de espessura. Existe a tendência de incremento gradativo de argilosidade observada nos perfis de raios gama de poços e em superfície, porém a descrição de intraclastos de argila e níveis ferruginosos, sugerem um processo de deposição com tendência a subida do nível marinho, mas que inicialmente experimentou momentos de suave erosão, sem grande perda da seção sotoposta, o que sugere discordância de pequena magnitude, como uma paraconformidade, variável de acordo com a paleogeografia.
- 3) O mapa de isopacas das Camadas de Transição indica que tal intervalo apresenta grande extensão territorial, com pequenas variações de espessura que refletem altos e baixos paleogeográficos. Existe franca diminuição de espessura das Camadas de Transição na porção norte da bacia, isto devido a condições de erosão de borda de bacia.
- 4) A Formação Ponta Grossa apresenta grande distribuição territorial e a partir de mapa de isopacas, notou-se a subdivisão da unidade em duas sub-bacias; Apucarana e Alto Garças. Tais sub-bacias são separadas pelo Alto Estrutural de Três Lagoas, o qual é resultante da confluência dos lineamentos Guapiara, Araçatuba e Campo Grande. As principais estruturas



que exercem maior influência na distribuição da Formação Ponta Grossa e seus membros são: lineamentos de Guapiara, Araçatuba e Rio Piquiri, Falha do Rio Alonzo e Arco de Ponta Grossa.

- 5) O Membro Jaguariaíva é a unidade basal da Formação Ponta Grossa, sendo contínua por grande parte da bacia e com espessura média de 100 m, mas que pode variar de 5 a 170 m. Constitui um horizonte homogêneo de folhelhos cinzas, ricos em matéria orgânica e com intercalações esparsas de arenitos muito finos e siltitos. As estruturas predominantes são laminação plano paralela, laminação cruzada por onda, *climbing ripples* e muitas feições heterolíticas e bioturbações. A deposição dos folhelhos se deu por decantação e pequena influência de correntes e ondas em ambiente plataformar raso (10 e 25 m de profundidade). Os níveis arenosos refletem momentos episódicos de maior energia com lançamento de material para dentro da plataforma.
- 6) Disposto em conformidade sobre o Membro Jaguariaíva, o Membro Tibagi é claramente mais arenoso e possui em média 130 m de espessura, podendo alcançar 250 m. Na faixa aflorante, a unidade alcança no máximo 90 m de espessura. Tanto em afloramento quanto em perfis de poços, o empilhamento dos corpos apresenta franco padrão granocrescente ascendente (*coarsening – shoaling upward*), cujos ciclos iniciam-se com folhelhos e culminam em arenitos finos a médios com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *climbing ripples*. A deposição se deu em ambiente deltaico com forte influência de ondas, onde os principais corpos arenosos provavelmente depositaram-se a profundidades variando de 5 a 20 m.
- 7) Foram descritas quatro diferentes fácies de arenitos do Membro Tibagi:  
*fácies de tempestade distal* - depositada sob influência deltaica, em águas rasas abaixo no nível de ação de ondas de bom tempo. O processo de transporte foi ação de ondas de alta energia que retrabalha o material proximal e o lançou plataforma adentro erodindo os folhelhos do substrato, e ao término do evento de tempestade, a bonança propiciou apenas a progressiva decantação de finos.

fácies de tempestade proximal - os corpos arenosos não apresentam base abrupta sobre os pelitos, evidenciando constante predomínio e amalgamação de areias, em um ambiente deltaico, situado acima do nível de ação de ondas de bom tempo, mas que sofria constante ação de tempestades. Nestas condições existia ação das ondas de tempestade, além do retrabalhamento por correntes de deriva e retorno, o que proporcionava a combinação de fluxo oscilatório e unidirecional.

fácies de barra de desembocadura deltaica - foi depositada em ambiente não confinado e sujeito a moderado influxo sedimentar em processos de deposição extremamente rápidos como fluxos de alta densidade. O arranjo granocrescente ascendente, acompanhado de aumento na espessura dos estratos revela sedimentação com caráter progradacional. Tais condições ocorrem em associação com barras de desembocadura desenvolvidas em ambiente de frente deltaica, porém relativamente distante da área fonte ou da planície deltaica. A presença de *climbing ripples*, marcas de onda simétricas e laminações cruzadas de fluxo combinado no topo dos lobos, mostra ainda retrabalhamento por fluxos oscilatórios.

fácies de correntes litorâneas – os arenitos desta fácies são menos límpidos que os da fácies de desembocadura pois provavelmente tiveram fonte distinta de sedimentos. O empilhamento sugere o avanço das condições mais costeiras sobre as fácies distais, evidenciando o caráter progradacional das fácies. O processo de origem destes depósitos está relacionado a correntes de deriva litorânea, idéia reforçada pelo fato das paleocorrentes deste horizonte apresentarem sentido para SW, subparalela a direção da paleocosta de direção NNE-SSW.

- 8) O mapa de isopacas do Membro Tibagi demonstra intervalos de grande espessura que se estendem por ampla área na porção profunda da Bacia do Paraná, principalmente em sua calha central, sugerindo que existia maior conexão entre as sub-bacias de Alto Garças e Apucarana na época de sua deposição. Apesar do membro ser conhecido por seu conteúdo arenoso, grandes espessuras de pelitos ocorrem na Sub-Bacia Apucarana, enquanto as maiores espessuras de arenitos encontram-se na região norte (Sub-Bacia Alto Garças) e na calha central da bacia, sendo que na Sub-

Bacia de Apucarana, que normalmente forma o mais importante depocentro, a sedimentação de areia é baixa. Esta diferença se deve ao fato da sedimentação ter fonte a NNE e, portanto ao depocentro da Sub-Bacia de Apucarana chegava apenas material fino.

- 9) O Membro São Domingos é o mais possante intervalo pelítico da Formação Ponta Grossa, e registra uma das mais importantes inundações marinhas da Bacia do Paraná. A deposição se deu em uma plataforma marinha moderadamente profunda com aporte esporádico de material arenoso provavelmente por correntes de turbidez diluídas. Este membro possui espessura extremamente variável pois é o intervalo que mais sofreu a ação erosiva carbonífera. É exatamente por este motivo que a seção superior de Membro São Domingos, que é caracterizada em perfis de poços pelo incremento de areia, não possui representantes aflorantes.
- 10) O mapa de isolitas do Membro São Domingos revela a nítida divisão entre sub-bacias de Alto Garças e Apucarana, sendo que nesta última, a unidade não se estende em área para SSE e SE, o que pode representar a mais intensa feição erosiva carbonífera, onde geleiras, que atuaram como agente erosivo, avançaram justamente a partir desta direção.
- 11) A utilização e adaptação de modelos clássicos de Estratigrafia de Seqüências de bacias de margem passiva para bacias do tipo rampa demonstrou-se satisfatória mas não suficiente para explicar a evolução estratigráfica da Formação Ponta Grossa, com destaque para o Membro Tibagi. A maior dificuldade é a diferença na geometria entre estas bacias e os respectivos reflexos no padrão de variação eustática, aporte sedimentar e espaço para acomodação, além de existir questões abertas com relação à magnitude dos ciclos durante o Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. As seqüências reconhecidas aproximam-se aos ciclos de 2ª ordem.
- 12) O modelo estratigráfico proposto no presente trabalho sugere a existência de duas Seqüências Depositionais distintas, Seqüência Inferior e Superior: a partir das Camadas de Transição, o Membro Jaguariaíva representa o

incremento batimétrico num momento em que se desenvolvia um Trato de Sistemas Transgressivo que culmina com a SIM 1. A partir de então ocorreu a diminuição no espaço de acomodação em relação ao aporte sedimentar e com isso desenvolveu-se o Trato de Sistemas de Mar Alto, onde foram depositadas as primeiras areias do Membro Tibagi. Com a estagnação no da subsidência e pequena queda do nível do mar, ocorreu o momento máximo de progradação deltaica com a deposição dos arenitos típicos de Membro Tibagi em um contexto similar a um Trato de Sistemas de Margem de Plataforma (mesmo que a bacia não apresentava margem e talude, este é um dos modelos que mais bem se encaixa às respostas da bacia com a variação eustática e parte da geometria da bacia). Sobre este trato ocorre a Superfície Transgressiva materializada pelo incremento abrupto de material argiloso sobre os corpos arenosos mais possantes, onde se inicia uma nova Seqüências Depositional e um novo Trato de Sistemas Transgressivo que culmina com a mais expressiva Superfície de Inundação Máxima (SIM 2) da unidade, inserida no Membro São Domingos, a partir da qual retorna o padrão de engrossamento granulométrico representativo do último processo progradação devoniano.

- 13) As parassequências ou conjuntos de parassequências são de difícil definição. Têm como principal característica o engrossamento granulométrico para cima. Isto é nítido em algumas porções da base do Membro Jaguariaíva (tais parassequências ou conjunto de parassequências representariam os influxos sedimentares e suaves progradações, mesmo numa tendência geral de afogamento no Trato de Sistema Transgressivo) e principalmente nos corpos com padrão progradação do Membro Tibagi.
- 14) Sobre o Sistema Petrolífero concluiu-se a viabilidade de um Sistema Petrolífero Devoniano (*play*: Ponta Grossa/Ponta Grossa).  
Rocha Geradora – folhelhos do Membro Jaguariaíva e principalmente São Domingos;  
Rocha Reservatório – arenitos do Membro Tibagi, principalmente os localizados na calha central da bacia onde existe maior probabilidade de ocorrência de fácies melhor selecionadas e intervalos mais espessos;

Rocha Selo – folhelhos do Membro São Domingos, principalmente nos depocentros das Sub-Bacias Apucarana e Alto Garças, onde o intervalo é preservado da erosão carbonífera.

Trapas Estratigráficas – corpos arenosos não amalgamados inseridos em meio a horizontes pelíticos, como no caso dos arenitos da fácies de tempestade distal.

Trapas Estruturais – estruturas dômicas que se formaram durante as deformações meso-cenozóicas nos cruzamentos entre as estruturas de direção NW e NE.

Soterramento – atualmente a Formação Ponta Grossa chega a 5000 m de profundidade no centro da bacia, e seu soterramento estende-se a mais de 320 Ma, com dois pulsos principais no Carbonífero/Permiano e Jurássico/Cretáceo.

Geração, Migração e Acumulação – a Geração estendeu-se desde o Carbonífero até o Cretáceo, e pelo elevado grau de maturação e tipo de matéria orgânica, resume-se a geração de gás; a Migração se deu a partir de falhas que situaram o Membro São Domingos abaixo do Membro Tibagi ou diretamente dos folhelhos do Membro São Domingos para o Membro Tibagi; a Acumulação se deu em trapas estratigráfica e estruturais.

- 15) Com intuito de lançar idéia para abertura de um leque maior de possibilidades, o presente trabalho conclui que o Sistema Petrolífero Devoniano teria os principais prospectos para exploração localizados na porção profunda da Bacia do Paraná, região geográfica das divisas entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, onde existem boas espessuras de rochas geradoras dos membros Jaguariaíva e São Domingos, boas espessuras de rocha selo do Membro São Domingos e principalmente mais limpas e mais espessas fácies de arenitos do Membro Tibagi.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrade, S.M. & Camarço, P.E.N. 1980. Estratigrafia dos sedimentos devonianos do flanco nordeste da Bacia do Paraná. SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú. Anais, 5: 2828-2836.
- Andrade, S.M. & Camarço, P.E.N. 1982. Seqüências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: Congr. Brás. Geol., 32. Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v. 5, p. 2132-2144.
- Assine, M.L.; Soares, P.C.; Milani, E.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. Rev. Bras. de Geociências, 24:77-89.
- Assine, M.L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo – Instituto de Geociências, São Paulo, 207 p.
- Assine, M.L.; & Petri, S. 1996. Seqüências e trato deposicionais no Pré-Carbonífero da Bacia do Paraná, Brasil. In: Simpósio Sul Brasileiro do Siluro Devoniano. 1996, Ponta Grossa. Anais... Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, 1996. p.353-361.
- Assine, M.L.; Perinotto, J.A.J.; Fulfaro, V.J.; Petri, S. 1998. Progradação Deltáica Tibagi no Devoniano Médio da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 28(2):125-134, junho de 1998.
- Assine, M.L. & Perinotto, J.A.J. 2001. Estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: H.J.P.S Ribeiro (ed.) Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, Unisinos, 305-339.
- Bergamaschi, S. 1999. Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (formações Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. IG/USP. 167p.
- Bigarella, J.J.; & Salamuni, R. 1967. Some paleogeographic features of the Brazilian Devonian. In: Bigarella, J.J. (ed) Problems in Brazilian Devonian Geology. Boletim Paranaense de Geografia, 21/22: 133-151
- Clarke, J.M. 1913. Fósseis Devonianos do Paraná. Monographia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Rio de Janeiro, v.1, 353p.
- Cooper, P. 1977. Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Amsterdam, 21:(3): 165-207, apr.



- Daemon, R.F.; Quadros, L.P.; Silva, L.C. 1967. Devonian palynology and biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, (21/22):99-132.
- Della Fávera, J.C. (2001) *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro, EDUERJ, 263 p.
- Diniz, M.N. 1985. *Interpretação Ambiental da Formação Ponta Grossa na Parte Central da Bacia do Paraná - Um Estudo de Subsuperfície*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 148p.
- Ferreira, F.J.F.; Moraes, R.A.V.; Ferrari, M.P.; Vianna, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: *Simpósio Regional de Geologia*, 3, Curitiba, SBG-Núcleo de São Paulo. Atas..., v.I, p.226-240.
- Fúlfaro, V.J.; Saad, A.R.; Santos, M.V.; Vianna, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:590-611.
- Galloway, W.E., Hobday, D.K. 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*. 2ª ed. Milan, Springer-Verlag, 489p.
- Goulart, E.P. & Jardim N.S. 1982. Avaliação geoquímica das formações Ponta Grossa e Irati - Bacia do Paraná. In: *Geologia da Bacia do Paraná - Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro/CESP/IPT, p. 41 - 74.
- Hunt, D. & Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Lange, F.W. 1967. Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. *Paranaense de Geociências*, 21/22: 63-98.
- Lange, F.W. & Petri, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Bol. Paranaense de Geociências*, 21/22: 5-55.
- López-Gamundí, O. & Rossello, E.A. 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82:136-147.
- Maack, R. 1950-51. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a sequência de camadas devonianas no Estado do Paraná. Curitiba, *Arquivos de Biologia e Tecnologia* (IBPT), V-VI: 197-230.
- Miall, A.D. 1990. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 668p.

- Miall, A.D., Tyler, N. (eds). 1991. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3. SEPM, Tulsa, 311p.
- Miall, A.D. 1997. The geology of stratigraphic sequences. Berlin, Springer-Verlag, 433p.
- Milani E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1):69-82.
- Milani, E.J. 1997. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. Tese de Doutorado. UFRGS. Porto Alegre. V.1 Texto. V.2 Anexos.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28(4): 473-484.
- Milani, E.J. & Catto E. 1998. Petroleum Geology of the Paraná Basin, Brazil. AAPG International Conference & Exhibition. p.442-443.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, S.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds). 2004. *Geologia do continente sul-americano : evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo. Beca. 265-279.
- Mitchum, R.M.Jr. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy – applications of hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 205-212
- Oliveira, E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Brasil. Serviço Geológico e Mineralógico, 172p. (Monografia 6)
- Pereira, E. 2000. Evolução Tectono-Sedimentar do Intervalo Ordoviciano-Devoniano da Bacia do Paraná com Ênfase na Sub-Bacia de Alto Garças e no Paraguai Oriental. Tese (Doutorado em Geociências (Geologia Sedimentar)) - Universidade de São Paulo. 276 p.
- Pereira, E.; & Bergamaschi, S. 1996. Estudo da Evolução Tectono-Sedimentar das Sequências Ordovicianas, Silurianas e Devonianas nas Sub-Bacias de Apucarana e de Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental. In: *Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano, 1996, Ponta Grossa - PR. Anais do Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano*. Ponta Grossa : UEPG, 1996. v. 1. p. 219-238.

- Petri, S. 1948. Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 125p. (Boletim 129).
- Popp, J.H; & Barcellos-Popp, M. 1986. Análise estratigráfica da seqüência deposicional devoniana da bacia do Paraná (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 16 (2): 187-194, junho.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II- sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K. (eds). *Sea-level changes: an integrated approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 109-124.
- Posamentier, H.W.; Allen, G.P.; James, D.P.; Tesson, M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 76: 1687-1709.
- Quintas, M.C.L.; Mantovani, M.S.M.; Zalán, P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):217-226, junho de 1999.
- Ramos, A.N. 1970. Aspectos paleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. *Boletim Técnico da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 13(3/4):85-93
- Reading, H.G., (ed). 1996. *Sedimentary environments: Processes, fácies and stratigraphy*. Third edition. Published by Blackwell Scientific Publications. Osney Mead, Oxford. 688p.
- Rodrigues, R.; Quadros, L.P. 1976. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: SBG, Congr. Brás. Geol.,29, Ouro Preto. Anais, 2: 351 -379.
- Rostirolla, S.P., Assine M.L., Fernandez L.A., Artur P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná: o exemplo do alto estrutural do Quatiguá. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:639-648.
- Rostirolla, S.P.; Mattana A.C.; Bartoszeck M.K. 2003. Bayesian assessment of favorability for oil and gas prospects over the Recôncavo basin, Brazil. *AAPG Bulletin*, 87:647-666.
- Severiano, Ribeiro, H.J.P., (ed). 2001. *Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 428p.
- Sloss, L.L. 1984. Comparative anatomy of cratonic unconformities. In: Schlee, J.S. (ed). *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 1-6 (Momoir # 36).
- Soares, P.C.; Landim, P.M.B.; Fúlfaro, V.J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In:

Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre, SBG. v.4, p.61-83

Soares, P.C.; Landim P.M.B.; Fúlfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. GSA Bulletin, v.89, p. 181 -191.

Soares, P. C. 1992. Tectônica Sinsedimentar Cíclica na Bacia do Paraná: Controles. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese para provimento da vaga de Professor Titular, 148 p.

Tankard, A.J., Uliana M.A., Welsink H.J., Ramos V.A., Turic M., França A.B., Milani E.J., Brito Neves B.B., Eyles N., Santa Ana H., Wiens E, Cirbian M., López Paulsen O., Germs G.J.B., de Wit M.J., Machacha T, Miller R.M. 1996. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. AAPG Memoir 62, p. 5-52.

Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1984. Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag, Berlin, 2 ed. 699p.

Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C. E. (Ed.) Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 63-81

Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M.; Rahmanian, V.D. 1990, Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 55p.

Veroslavsky Barbé, G. 1994. Análise faciológica e estratigráfica do Devoniano da borda sul da Bacia do Paraná (Uruguai). Dissertação de Mestrado, IGCE - Unesp, Rio Claro, 208p.

Zalán, P.V.; Wolff, S.; Conceição, J.C.; Vieira, I.S.; Astolfi, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas... SBG, v. 1, p 441-477.

Zalán, P.V. Wolff S.; Astolfi, M.A.M.; Vieira, I.S.; Conceição, J.C.J.; Appi, V.T.; Neto E.V.S.; Cerqueira, J.R.; Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel (eds) *Interior Cratonic Basins*, Tulsa: AAPG Memoir, 51:681-708.

Walker, R.G. (ed). 1984. Facies models. Geoscience Canada. Reprint Series 1. McMaster University. Hamilton, Ontario – Canada. 317p.